

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

**FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA**



TESIS DOCTORAL

Evolución sedimentaria y paleogeografía de los sistemas costeros siliciclásticos y carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala (Berriasiense, Cuenca de Cameros Oriental)

Sedimentary evolution and paleogeography of the coastal siliciclastic and carbonate-evaporitic depositional systems of the Oncala Group (Berriasian, Eastern Cameros Basin)

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA

PRESENTADA POR

Isabel Emma Quijada van den Berghe

Directores

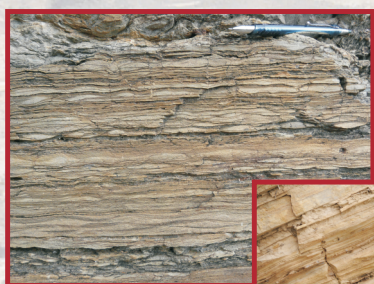
**María Isabel Benito Moreno
José Ramón Mas Mayoral**

Madrid, 2015

**Evolución sedimentaria y paleogeografía de los sistemas
costeros siliciclásticos y carbonático-evaporíticos del Grupo
Oncala (Berriasiense, cuenca de Cameros oriental)**

**Sedimentary evolution and paleogeography of the coastal
siliciclastic and carbonate-evaporitic depositional systems of the
Oncala Group (Berriasian, eastern Cameros Basin)**

**TESIS DOCTORAL
ISABEL EMMA QUIJADA VAN DEN BERGHE**



**Departamento de Estratigrafía
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid**



**Instituto de Geociencias
UCM-CSIC**

Octubre 2014



**EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFÍA DE LOS
SISTEMAS COSTEROS SILICICLÁSTICOS Y CARBONÁTICO-
EVAPORÍTICOS DEL GRUPO ONCALA (BERRIASIENSE, CUENCA
DE CAMEROS ORIENTAL)**

**SEDIMENTARY EVOLUTION AND PALEOGEOGRAPHY
OF THE COASTAL SILICICLASTIC AND CARBONATE-
EVAPORITIC DEPOSITIONAL SYSTEMS OF THE ONCALA GROUP
(BERRIASIAN, EASTERN CAMEROS BASIN)**

TESIS DOCTORAL
ISABEL EMMA QUIJADA VAN DEN BERGHE
MADRID, OCTUBRE DE 2014

Directores: Dra. M^a Isabel Benito Moreno
Dr. José Ramón Mas Mayoral

Departamento de Estratigrafía
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
Instituto de Geociencias (UCM-CSIC)

EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFÍA DE LOS
SISTEMAS COSTEROS SILICICLÁSTICOS Y CARBONÁTICO-
EVAPORÍTICOS DEL GRUPO ONCALA (BERRIASIENSE,
CUENCA DE CAMEROS ORIENTAL)

SEDIMENTARY EVOLUTION AND PALEOGEOGRAPHY
OF THE COASTAL SILICICLASTIC AND CARBONATE-
EVAPORITIC DEPOSITIONAL SYSTEMS OF THE ONCALA
GROUP (BERRIASIAN, EASTERN CAMEROS BASIN)

TESIS DOCTORAL
ISABEL EMMA QUIJADA VAN DEN BERGHE

MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS
GEOLÓGICAS (DOCTORADO EUROPEO)

MADRID, OCTUBRE DE 2014

TESIS DOCTORAL REALIZADA EN EL DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA DE LA
UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID Y EN EL INSTITUTO DE GEOCIENCIAS
(UCM-CSIC)

FDO.: M^a ISABEL BENITO MORENO

FDO.: JOSÉ RAMÓN MAS MAYORAL

*A mis padres
y a mis hermanas*

Agradecimientos

A lo largo de estos cinco años de trabajo son muchas las personas que me han ayudado a que la tarea fuera menos ardua, a que el día a día fuera amable y agradable, y que me han enseñado muchísimo tanto profesional como personalmente. Con estas líneas quiero agradecerles todo su apoyo. Espero poder corresponderles algún día. Es probable que, aunque me extienda hojas y hojas, desafortunadamente olvide mencionar a algunos; espero que me perdonen.

En primer lugar, quiero darles las gracias a mis directores de tesis, a la Dra. M^a Isabel Benito y al Dr. Ramón Mas, por toda su dedicación, su paciencia, su generosidad y su entusiasmo. Gracias por haber elegido para mí un tema de tesis tan bonito y por haberme guiado con cariño y sabiduría a lo largo de este camino. Gracias por formar un buen y equilibrado equipo, siendo el uno el contrapunto ideal del otro y haciéndome partícipe en el campo de las más “salvajes” e interesantes discusiones científicas.

A Maribel quiero agradecerle tantas cosas que no sé ni por dónde empezar. Gracias por su implicación, entrega y pasión en todo lo que hace. Junto a ella es imposible no contagiarse del entusiasmo por la geología, el trabajo de campo, la petrología..., y es imposible no aprender de sedimentología, de diagénesis, de estratigrafía, de petrografía, de geología, en definitiva. Además, junto a ella es imposible no crecer como persona porque es capaz de guiarte con cariño a lo largo de la tesis y de todas las experiencias que la acompañan y porque, también con cariño, es capaz de decirte lo que haces bien y lo que haces mal. Gracias por enseñarme y compartir conmigo todo lo que sabes, con paciencia y repitiéndolo las veces que haga falta. Gracias por las muchísimas ideas que me has dado, sin esperar nada a cambio. Gracias por las miles de horas que me has dedicado, fuera en el momento y por el motivo que fuera. Gracias por ser tan perfeccionista. Gracias por no desesperarte (o al menos saber tolerar) cuando no me creo nada y lo pongo todo en duda. Gracias por ayudarme a crecer y madurar, y por buscar siempre lo mejor para mí. Gracias por tratarme como a una hija.

A Ramón quiero agradecerle, sobre todo, el estar siempre disponible, incluso cuando más difícil era hacer compatible su trabajo en el decanato con la dirección de mi tesis. Gracias por todo lo que me has enseñado generosamente sobre geología y la cuenca de Cameros, y por tus buenas ideas y consejos, tanto en el ámbito científico como en el académico y personal. Gracias por tus ánimos y fuerza cuando más falta hacían, y por aportar calma y serenidad cuando Maribel y yo las perdemos.

Un millón de gracias a los dos y perdonadme si alguna vez no os he demostrado suficientemente lo agradecida que estoy y lo importantes que sois para mí.

Quiero dar las gracias a todo el personal del Departamento de Estratigrafía, de la U.E.I. de Correlaciones Estratigráficas del Instituto de Geología Económica y del Instituto de Geociencias, por haber puesto a mi disposición todos los medios para desarrollar la investigación.

A la Dra. Margarita Díaz Molina quiero agradecerle su ayuda para comprender mejor los procesos y depósitos de canales meandriformes, así como la cuidadosa revisión de dos artículos acerca de los depósitos fluvio-mareales. Gracias por las discusiones sobre sedimentos con influencia mareal que han surgido a partir de tus comentarios.

A la Dra. Marta Rodríguez quiero agradecerle su ayuda con la terminología y petrografía de las microbialitas y “falsas esponjas”, así como por recomendarme buena bibliografía. Gracias también por su cariño y dulzura.

Al Dr. José López le agradezco su amabilidad y simpatía, que hacen de él un vecino perfecto. Sin sus “buen fin de semana” o sus sutiles bromas, el día a día habría sido más triste y aburrido.

A las Drs. Belén Muñoz y Yolanda Sánchez Moya les agradezco haberme dado la oportunidad de colaborar en las prácticas de sus correspondientes asignaturas y de aprender de ellas un poco de esa difícil tarea que es enseñar.

A los Drs. Álvaro García Quintana y Rocío Giménez quiero darles las gracias por introducirme en el mundo de la Estratigrafía. Gracias también a ellos y al Dr. Cristino Dabrio por informarme de la beca asociada al Grupo de Investigación de Análisis de Cuencas Sedimentarias, que me permitió conocer a mis futuros directores de tesis y empezar a trabajar en la cuenca de Cameros.

A los técnicos del Laboratorio de Estratigrafía quiero agradecerles su buen hacer y la amabilidad con la que siempre me tratan. A Beatriz del Moral, Gilberto Herrero y Juan Carlos Salamanca, gracias por los cientos de láminas delgadas y secciones pulidas que me habéis preparado a partir de muestras que se rompían en multitud de pedazos. A Aitor Antón quiero agradecerle el esmero y la sonrisa con la que prepara las muestras, que hacen que hasta las “recetas” más imposibles resulten divertidas.

A Valle López le doy las gracias por preparar los mapas más bonitos del mundo (encargados siempre a última hora) y por rescatarme de los líos que monto con el ArcGIS. Sin su ayuda, difícilmente habría habido un mapa geológico del Grupo Oncala en esta tesis.

A Laura Donadeo le agradezco su profesionalidad y eficacia (no ha habido artículo o libro que se le haya resistido) y su voluntad de ayudar en todo momento. También a Rosario Ojeda me gustaría agradecerle su amabilidad y su disponibilidad para encontrar la bibliografía que necesitaba, así como al personal de la biblioteca de la Facultad de Ciencias Geológicas, que ha desempolvado para mí libros olvidados de los rincones más remotos de la biblioteca.

A José Luis González “Tote” le agradezco su ayuda y profesionalidad para realizar las fotografías de las muestras de mano y para darles el acabado perfecto. A Modesto Escudero le doy las gracias por todos los libros y artículos escaneados, por su ayuda para que la impresora y yo nos entiendiéramos, y por su asesoramiento acerca del formato de la tesis.

Asimismo, agradezco el cuidadoso trabajo del personal del Centro de Asistencia a la Investigación de Técnicas Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, del Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid, del Laboratorio de Láminas Delgadas del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid, del Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Michigan y del Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca. Gracias especialmente a Paco Coruña, Xabier Arroyo, Lora Wingate, José María Fuenlabrada, Marian Barajas...

Durante la realización de esta tesis he tenido la suerte de realizar tres estancias breves, que resultaron enormemente enriquecedoras y felices gracias a la gente con la que trabajé y conocí durante estas visitas. En el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Módena y Reggio Emilia me sentí como en casa gracias a la hospitalidad del Dr. Stefano Lugli. Muchas gracias, Stefano, por haberme enseñado muchísimo de lo que sé sobre evaporitas, dedicando horas al microscopio conmigo, llevándome al campo, recomendándome bibliografía, poniendo a mi disposición tu colección de láminas delgadas de la Fm Burano, corrigiéndome artículos con detalle y minuciosidad. Muchísimas gracias por estar siempre dispuesto a ayudar y encontrar el tiempo para ello. Quiero agradecer también a Massimo Bortolotti la preparación impecable de las láminas delgadas de yeso. A los Drs. Veronica Padovani, Alessandro Vescogni, Cesare Papazzoni y Daniela Fontana les agradezco haber contribuido en buena medida a que me sintiera como en casa. A la Dra. Chiara Tonelli le agradezco haber sido una amiga para mí desde el primer día y lo bien que me enseñó a hablar italiano. Al Dr. José Pedro Galve “JP” le doy las gracias por los buenos ratos después de trabajar y por su simpatía, a Michela Solieri por su inmediata acogida, a la Dra. Mona Seddighi por los encuentros multiculturales, al Dr. Stefano Devoto por sus buenas recomendaciones de bares, libros y películas.

Muchísimas gracias a la Dra. Charlotte Schreiber por su hospitalidad durante mi estancia en el Departamento de Ciencias de la Tierra y del Espacio de la Universidad de Washington. Quiero darle las gracias por compartir conmigo su sabiduría, por llevarme al campo, por poner a mi disposición su colección de muestras del Mesiniense, por proporcionarme bibliografía fundamental y por hacer que me diera cuenta de la importancia de algunos aspectos de mi tesis. También le agradezco su interés en mi trayectoria desde entonces. Durante esta estancia también tuve la suerte de conocer a la Dra. Joanne Bourgeois, quien me acogió en su casa como si me conociera de toda la vida e hizo que mi estancia fuera infinitamente más humana y cercana. Gracias también, Jody, por ponerme en contacto con el Dr. Kevin Pedoja y el Laboratorio de Morfodinámica Continental y Costera de Caen, y por facilitarme bibliografía fundamental sobre ritmitas mareales. Gracias a los grad students de Seattle, Logan, Frances, Bret, Jill, Ryan, SeanPaul... por invitarme a millones de fiestas divertidísimas y por tratarme como a una más. Gracias a Ashley Ziegler por los momentos de confianzas y por ayudarme con el inglés.

Muchísimas gracias a la Dra. Bernadette Tessier por su dedicación y cálida acogida y por haberme enseñado tantísimo sobre sistemas mareales durante mi estancia en el Laboratorio de Morfodinámica Continental y Costera de la Universidad de Caen-CNRS. Gracias por llevarme a la Bahía del Mont-Saint-Michel las veces

que hiciera falta (incluso a -1°C), por explicarme con paciencia los procesos sedimentarios en la parte interna del estuario hasta que por fin lo entendía, por prestarme tus muestras de la Bahía del Mont-Saint-Michel y ayudarme a compararlas con las del Grupo Oncala, por ayudarme a contar dobles. Gracias por ser siempre tan agradable y encontrar tiempo para atenderme. Me gustaría agradecer también al Dr. Dominique Mouaze su hospitalidad y su ayuda con el programa Origin, y al Dr. Kevin Pedoja que me pusiera en contacto con Bernadette. Muchas gracias a mis compañeros becarios, Lucille, Yoann, Maëlle, Guillaume, Stella... por haber hecho la estancia mucho más agradable y divertida.

Además de los investigadores con los que he tenido el honor de tratar durante estas estancias, he podido colaborar a lo largo de este tiempo con otros científicos que también han tenido un papel destacado a lo largo de la tesis. Muchas gracias al Dr. Federico Ortí por resolver mis dudas petrológicas sobre evaporitas, por sus comentarios en el campo, por proporcionarme su ayuda siempre de la forma más educada y amable, y por haberme recomendado al Dr. Stefano Lugli para que fuera de estancia con él. Muchas gracias al Dr. Kyger C Lohmann por llevarnos a visitar la increíble geología del SO de Estados Unidos, por las discusiones isotópicas en la terraza y por los buenos ratos que nos ha hecho pasar. Muchas gracias a Javier Hernán por elaborar y compartir una magnífica base de datos bibliográfica de Cameros y, junto al Dr. Joaquín Moratalla, darnos a conocer afloramientos que han resultado fundamentales para esta tesis. Muchas gracias al Dr. Vicente Iribar por llevarnos a conocer el Cretácico Inferior de la cuenca vasco-cantábrica.

También me gustaría agradecer a los revisores y editores que han leído y corregido los artículos que se incluyen en esta tesis, su labor cuidadosa y desinteresada porque han ayudado a mejorar estos trabajos y sin ellos una tesis por publicaciones sería imposible. Gracias, por tanto, a los Drs. Javier Martín Chivelet, José López Gómez, Victoriano Pujalte, Bernadette Tessier, Erik Kvale, Geoffray Musial, Stefano Lugli, Charlotte Schreiber, Kathy Benison, Brian Jones y Jean-Yves Reynaud.

Son muchos los compañeros y amigos a los que tengo que dar las gracias por haber hecho que estos años fueran muy buenos y que los momentos malos se llevaran mejor. A Pablo Suárez quiero agradecerle haber sido el mejor compañero que se puede tener. Sin él, habría sido imposible levantar las interminables columnas estratigráficas del Grupo Oncala, las fuerzas me habrían fallado muchas veces. Gracias por ayudarme en todo momento y en todos los detalles, desde fantásticas ideas científicas hasta el inglés y la organización de los trabajos, o ir tapando agujeros cuando estoy al borde del colapso y no sé lo que hago. Gracias por enseñarme lo que sé de estromatolitos. Gracias por las cervezas, por poner “un rayo de sol” tras una jornada de campo heladora, por tus conversaciones siempre interesantes y por todos esos momentos de confidencias y asueto en el despacho.

A Sara Sacristán me gustaría agradecerle su ayuda en el campo, sin ella habría tardado infinito en acabar las columnas de Yanguas y Magaña y en medir las paleocorrientes. Gracias por enseñarme los depósitos berriasienses de la zona occidental de Cameros y compartir la información de tu tesis conmigo. Gracias por tu apoyo incondicional en todo momento.

A Silvia Omodeo-Salè le agradezco que siempre estuviera disponible para resolver mis dudas sobre subsidencia, evolución térmica o materia orgánica del Grupo Oncala. Gracias también por los buenos momentos en los congresos y en el campo buscando superficies de estratificación que medir entre la nieve.

A la Dra. Laura González le agradezco su interés por mi trabajo y que siempre esté dispuesta a tender una mano para ayudar. Gracias por compartir bibliografía sobre la cuenca de Cameros conmigo.

Gracias a M^a José Escudero por su amistad y su honestidad, por atreverse a decirme las verdades que muchas veces no dejo que me digan. Gracias por las conversaciones de gatitos, sin ellas no sé cómo podría haber mantenido la cordura al final de la tesis.

Gracias a la Dra. Belén Galán por ayudarme con algunas “recetas” para preparar muestras para análisis isotópicos y con aspectos metodológicos de la tesis, así como por echarme una mano con papeleos varios. Gracias por ser siempre tan atenta y tener tan buen carácter.

Gracias a mis compañeros y amigos doctorandos y doctores, con quienes comparto a diario comidas y conversaciones. Gracias por estar siempre atentos a solucionar problemas, animar un día triste o desvariar sobre temas absurdos, que aportan mucha sensatez a nuestro día a día. Gracias a Juncal (por tener siempre una palabra de ánimo preparada y preocuparte por tu compañera de despacho), Alberto (gracias también por resolver mis dudas de tectónica y geología estructural), Paco, Roselis, Sonia, Violeta, Isma, Davinia (gracias también por tu ayuda con las bioturbaciones y por pasarme algunas buenas referencias bibliográficas), Ali (por tus palabras

amables y por tu ayuda con todo tipo de papeleos), Nacho, Jorge (por echarme una mano con algunos términos de geología estructural), Mario...

Gracias también a los amigos del Máster por su amistad duradera. Gracias, Vera, Vero, Nacho, Alejandro y Meritxell, por las quedadas divertidísimas y por vuestro interés sincero en el desarrollo de mi tesis.

Gracias a las chicas de Madrid por haberme acompañado durante estos cinco años, interesándoos por mí, dándome ánimos y cariño, siendo mi conexión con el mundo real más allá de la universidad. Perdonadme por todas las ausencias; gracias por haberlo entendido siempre. Gracias, Cris, María, Marina, Ana, Blanca, Elena, Clara, Ali y Angie, por estos más de 10 años en los que hemos crecido juntas y nos hemos apoyado como hermanas. Espero que dure mucho más. Gracias a María, Marina y Lena por haber sido unas excelentes compañeras de piso, con las que compartirlo todo y olvidarse del trabajo y de los problemas.

Gracias a mis amigos de la cuadrilla por su amistad inquebrantable, por quererme y aceptarme tal y como soy, por mantenerme con los pies en la tierra, por hacerme reír como nadie, por perdonar mis ausencias y que a mi vuelta sea como si no hubiera pasado el tiempo. Gracias Saioa (por escuchar como solo tú sabes y por hacerme reflexionar cuando es necesario), Maitena (por tu maravilloso carácter y por hacer que todo sea más fácil y divertido), Iraia (por tu cariño y por estar siempre a mi lado, aunque estemos lejos), Aintzane (por ser tan buena persona y, junto con Maitena, por las risas, muchas risas), Jon (por tu cariño, por estar siempre pendiente de los demás), Xabi (por tu cariño y regalar siempre abrazos, besos, sonrisas) y María (por apreciarme y quererme aunque te cueste demostrarlo).

Las últimas líneas quiero dedicárselas a mi familia por darme todo y más. Gracias a mis padres por desvivirse por mí, por darme la mejor educación que se puede recibir, por cuidarme con visitas, con llamadas, con tupperwares, por alegrarse conmigo, por sufrir si yo sufro, por preocuparse cuando yo estoy preocupada (y siempre), por apoyarme en todas mis decisiones, por estar orgullosos de mí. Gracias por ser los mejores padres que se pueden tener. Un simple "gracias" se queda muy corto. A mis hermanas, Marina y Carmen, gracias por cuidarme, guiarme, animarme y quererme. Sois el mejor ejemplo a seguir. Gracias a mi tío Fril por su interés en mi trabajo y por su traducción detallada de los trabajos de Tischer, y a mi tía Mila por sus consejos y recomendaciones.

Finalmente, gracias a Juancar por darme fortaleza, por hacerme sentir bien en cada momento, por confiar en mí más de lo que yo hago, por apoyarme en todas las decisiones. Gracias por acompañarme cada día. Y, por supuesto, gracias por conseguir que el diseño de la tesis quedara tan cuidado y por rescatarme siempre a tiempo durante la maquetación. Gracias por estar siempre a mi lado.

A todos, gracias, muchísimas gracias.

Abstract	1
1. Introducción	7
1.1. Presentación	7
1.1.1. Planteamiento y objetivos	8
1.1.2. Compendio de publicaciones	10
1.2. Área de estudio	10
1.2.1. Localización geográfica	10
1.2.2. Marco geológico	13
1.2.2.A. Primera etapa de <i>rifting</i> (Pérmico superior-Triásico Superior)	13
1.2.2.B. Primera etapa de <i>post-rifting</i> (Jurásico Inferior y Medio)	14
1.2.2.C. Segunda etapa de <i>rifting</i> (Jurásico terminal-Cretácico Inferior)	15
1.2.2.C.1. La cuenca de Cameros	16
1.2.2.D. Segunda etapa de <i>post-rifting</i> (Albiense superior-Cretácico Superior)	20
1.2.2.E. Inversión de la cuenca ibérica	20
1.2.2.E.1. Rasgos estructurales de la cuenca de Cameros	21
1.2.3. Antecedentes bibliográficos	21
1.2.3.A. Publicaciones del siglo XIX	23
1.2.3.B. Publicaciones de 1900 a 1936	23
1.2.3.C. Publicaciones de 1940 a 1980	24
1.2.3.D. Publicaciones de 1980 a la actualidad	26
1.2.3.D.1. Trabajos relativos a la tectónica de la cuenca de Cameros	26
1.2.3.D.2. Trabajos relativos a la estratigrafía y sedimentología de la cuenca de Cameros	27
1.2.3.D.3. Trabajos relativos a la estratigrafía y sedimentología del Grupo Oncala	30
1.2.3.D.4. Trabajos relativos al metamorfismo de la cuenca de Cameros	33
1.3. Metodología	35
1.3.1. Recopilación bibliográfica	35
1.3.1.A. Terminología empleada	35
1.3.2. Cartografía geológica	36
1.3.3. Trabajo de campo	37
1.3.4. Trabajo de gabinete	39
1.3.5. Trabajo de laboratorio	42
1.3.5.A. Obtención de láminas delgadas y secciones pulidas	42
1.3.5.B. Microscopía óptica convencional	43
1.3.5.C. Catodoluminiscencia	44
1.3.5.D. Estudio isotópico	45
1.3.5.D.1. Estudio isotópico de carbonatos	45
1.3.5.D.1.a. Isótopos de carbono y oxígeno	45
1.3.5.D.1.b. Isótopos de estroncio	48
1.3.5.D.2. Estudio isotópico de yesos	49
1.3.5.D.2.a. Isótopos de estroncio	50
1.3.5.D.2.b. Isótopos de azufre	50

1.3.5.E. Difracción de rayos X	51
1.3.5.F. Microscopía electrónica de barrido	53
2. ¿Llanuras fangoso-arenosas continentales o mareales? Reconocimiento de influencia mareal en ausencia de fósiles marinos y de estructuras sedimentarias mareales clásicas	55
2.1. Características sedimentarias utilizadas como clásicas evidencias mareales	55
2.2. Depósitos continentales confundibles con sedimentos mareales	64
2.3. Aportación de los sedimentos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala a la distinción entre depósitos fluvio-mareales y sedimentos exclusivamente continentales	67
2.3.1. Asociación de facies SL. Cuerpos de lóbulos de meandro	71
2.3.1.A. Interpretación	73
2.3.2. Asociación de facies SH. Capas heterolíticas no canalizadas	80
2.3.2.A. Interpretación	81
2.3.3. Asociación de facies CT. Capas tabulares de dolomía intercaladas con los depósitos siliciclásticos	87
2.3.3.A. Interpretación	89
2.3.4. Otras evidencias	91
2.3.4.A. Contenido fósil	91
2.3.4.B. Paleocorrientes	92
2.4. Comparación de los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala con los depósitos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel (Francia)	93
2.4.1. La bahía del Mont-Saint-Michel: el estuario interno y sus sedimentos	93
2.4.2. Semejanzas de los depósitos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel con los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala	96
2.4.3. Diferencias de los depósitos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel con los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala	103
2.5. Conclusiones parciales	104
2.6. Otras implicaciones	105
2.7. I. Emma Quijada, P. Suarez-Gonzalez, M. Isabel Benito, Ramón Mas (2015): <i>Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain)</i> . En: B. Tessier, J.Y. Reynaud (eds.), <i>International Association of Sedimentologists Special Publication 48</i> , en prensa	106
3. La problemática de la interpretación sedimentológica de los carbonatos laminados. Estudio de los depósitos laminados carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala	135
3.1. Depósitos laminados en lagos	136
3.2. Depósitos laminados en salinas costeras	140
3.3. Depósitos laminados en llanuras mareales carbonáticas	141
3.4. Los depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala	143
3.4.1. Asociación de facies CL. Carbonatos laminados	147
3.4.1.a. Facies 1. Láminas gradadas de carbonato limo-arenoso	148
3.4.1.b. Facies 2. Láminas de carbonato <i>mudstone</i>	152
3.4.1.c. Facies 3. Estromatolitos	155
3.4.1.d. Facies 4. Láminas de carbonato peloidal	158

3.4.1.e. Facies 5. Lutitas	161
3.4.1.f. Facies 6. Carbonato <i>mudstone-wackestone</i> de ostrácodos	163
3.4.1.g. Facies 7. Carbonato <i>wackestone-packstone</i> bioclástico	164
3.4.1.A. Interpretación de la asociación de facies de carbonatos laminados CL ..	166
3.4.2. Asociación de facies C-E. Carbonatos y evaporitas laminados	168
3.4.2.a. Subasociación de facies C-E ₁	170
3.4.2.a.1. Facies 8. Láminas de pseudomorfo de yeso en calcita y cuarzo	170
3.4.2.a.2. Facies 9. Láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala	173
3.4.2.b. Subasociación de facies C-E ₂	175
3.4.2.b.1. Facies 10. Brechas carbonáticas	177
3.4.2.c. Subasociación de facies C-E ₃	180
3.4.2.c.1. Facies 11. Láminas de yeso secundario	182
3.4.2.A. Interpretación de la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados C-E	183
3.4.3. Geoquímica isotópica	187
3.4.3. A. Isótopos de azufre en yesos	188
3.4.3. B. Isótopos de oxígeno y carbono en carbonatos	190
3.4.3. C. Isótopos de estroncio en carbonatos y yesos	196
3.4.4. Reconstrucción paleoambiental de los depósitos carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala	200
3.4.5. Conclusiones parciales	204
3.4.6. Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2013a): Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Camereros Basin, northern Spain). <i>Journal of Sedimentary Research</i> 83, 241-257	205
3.4.7. Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Lugli, S., Mas, R. (2014): From carbonate-sulphate interbeds to carbonate breccias: the role of tectonic deformation and diagenetic processes (Camereros Basin, Lower Cretaceous, N Spain). <i>Sedimentary Geology</i> 312, 76-93	223
4. Evolución sedimentaria del Grupo Oncala y reconstrucción paleogeográfica del sector oriental de la cuenca de Cameros para el Berriasiense	245
4.1. Reconstrucción paleogeográfica del Grupo Oncala	246
4.2. Evolución sedimentaria y subdivisiones litoestratigráficas del Grupo Oncala	248
4.2.1. Revisión de las unidades litoestratigráficas del Grupo Oncala	252
4.3. Comparación de los depósitos del Grupo Oncala con los depósitos berriasienses de cuencas cercanas del noreste de Iberia	253
4.4. Conclusiones parciales	258
4.5. Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2013b): New insights on stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times. <i>Journal of Iberian Geology</i> 39, 313-334	259

5. Conclusiones	283
5. Conclusions	287
6. Bibliografía	291
Anexo 1. Cartografía geológica del Grupo Oncala (sector oriental de la cuenca de Cameros)	
Anexo 2. Columna estratigráfica de Yanguas	
Anexo 3. Columna estratigráfica de Magaña	
Anexo 4. Columna estratigráfica de Aguilar	
Anexo 5. Columna estratigráfica de Cervera	

ABSTRACT

The sedimentological interpretation of certain ancient successions may be challenging if diagnostic sedimentary features or fossils are lacking. This is the case of the Berriasian sediments of the Oncala Group (eastern sector of the Cameros Basin, northern Spain), which consist of predominantly laminated siliciclastic deposits in the western areas, laterally related to laminated carbonate-evaporitic deposits in the eastern areas. The sedimentological interpretation of the siliciclastic deposits of the Oncala Group is complex because they display sedimentary features that could be ascribed to continental sandy-muddy flats, meandering fluvial systems or tidal flats. The sedimentological interpretation of the laminated carbonate-evaporitic deposits of the Oncala Group is also difficult because they show several features that could be developed in both deep and shallow depositional environments of both continental and marine-influenced areas. However, the good outcropping and preservation conditions of the sediments in the Oncala Group make their interpretation possible after a detailed field and laboratory analysis, and make this succession an excellent case study to make progress on the sedimentological study of predominantly laminated siliciclastic and carbonate-evaporitic deposits, and to find useful clues for recognition of similar sediments in the geological record. Furthermore, the sedimentological interpretation of these types of deposits may have important paleogeographic implications. In the case of the Oncala Group, the intermediate position of the Cameros Basin between the Basque-Cantabrian and Iberian Basins makes this succession a key element for the paleogeographic reconstruction of Iberia at Berriasian times.

Accordingly, the main aim of this Ph.D. Thesis [entitled “Sedimentary evolution and paleogeography of the coastal siliciclastic and carbonate-evaporitic depositional systems of the Oncala Group (Berriasian, eastern Cameros Basin)”] is the sedimentological study of the predominantly laminated siliciclastic and carbonate-evaporitic deposits of the Oncala Group. This study includes the following more specific objectives:

- Sedimentological analysis of the siliciclastic deposits of the central areas of the Oncala Group, and identification of criteria for recognition of similar deposits in the geological record.
- Sedimentological analysis of the laminated carbonate-evaporitic deposits of the central to eastern areas of the Oncala Group, and identification of criteria for recognition of similar deposits in the sedimentary record.
- Isotopic study of the carbonate and gypsum deposits of the Oncala Group in order to approach the composition of the water in which they were precipitated.
- Analysis of the possible sedimentological, diagenetic and tectonic processes related with the formation of the carbonate breccias of the eastern area of the Oncala Group, and interpretation of the mechanism that produced them. Identification of criteria for recognition of similar breccias in the geological record.
- Study of the lateral and vertical evolution of the deposits of the Oncala Group.
- Revision of the stratigraphic subdivisions and formal units of the Oncala Group.

- Paleogeographic interpretation of the eastern sector of the Cameros Basin at Berriasian times, and comparison of the deposits of the Oncala Group with Berriasian successions of adjacent basins of the Iberian Peninsula, in order to establish possible connections between them.

Siliciclastic deposits of the central areas of the Oncala Group

The sedimentological study of the predominantly siliciclastic deposits of the central areas of the Oncala Group resulted in the recognition of three main facies associations:

1) Meander loop bodies are tabular asymmetrical bodies with widths of up to 100 m and thickness between 1 and 4 m, which display low angle, inclined heterolithic stratification. The meander loop bodies show, in the intermediate to upper part of the lateral accretion units, sandstone-mudstone couplets, which form flaser, wavy and lenticular bedding, and exhibit cyclic thickening and thinning.

2) Non-channelled heterolithic layers consist of laterally very continuous laminae of alternating siliciclastic mudstone, siltstone and very fine- to medium-grained sandstone, which show lenticular, wavy, flaser and planar bedding, and common rhythmic thickening and thinning. Desiccation mudcracks and vertebrate footprints are ubiquitous in the non-channelled heterolithic layers. This is the most abundant siliciclastic facies association in the Oncala Group.

3) Tabular dolostone beds interlayered with siliciclastic deposits are up to 30 cm thick and up to hundreds of metres wide layers interbedded with the non-channelled heterolithic layers. They are made up of alternating laminae of silty-sandy ostracod mudstone to wackestone, peloidal dolostone, and stromatolitic dolostone.

Despite the absence of marine fossils and classic tidal sedimentary structures, such as tidal bundles or common bi-polar current indicators, the siliciclastic deposits of the central to western areas of the Oncala Group are interpreted as deposited in broad, low-gradient, tidal flats, traversed by shallow, meandering tide-influenced channels, and scattered shallow carbonate ponds, which were developed in the inner fluvial-tidal zone of a tide-dominated system, and were laterally related with fluvial deposits to the west. This interpretation is based on the following evidence: a) Fine grain size of the sediments, ranging from clay to medium sand, and large amount of mudstone. b) Predominance of non-channelled facies over meander loop bodies. c) Meander loop bodies displaying low angle, inclined heterolithic stratification. d) Alternation of sandstone and mudstone laminae, forming lenticular, wavy, flaser and planar bedding, both in the non-channelled heterolithic layers and in the meander loop bodies. e) Cyclic variations in the type of bedding (lenticular-wavy-flaser-wavy-lenticular), and in the thicknesses of the sandstone mudstone couplets, which are consistent with tidal cyclicities. f) Abundance of subaerial exposure.

Carbonate and evaporitic deposits of the eastern area of the Oncala Group

The fluvial-tidal siliciclastic sediments of the Oncala change eastwards to, and are interbedded with, laminated carbonate and evaporitic facies, which are grouped in two different facies associations:

1) Laminated carbonates facies association is present in central areas of the Oncala Group, and is laterally related and interbedded with the fluvial-tidal siliciclastic deposits of the central areas of the basin. This facies association is made up of an alternation of graded laminae of silty-sandy carbonate, laminae of carbonate mudstone, stromatolites, laminae of peloidal carbonate, ostracod mudstone to wackestone, bioclastic (ostracod, charophyte, gastropod, and bivalve) wackestone to packstone, and shales.

2) The laminated carbonates facies association passes laterally to, and is interbedded with, laminated carbonates and evaporites facies association in the eastern areas of the basin, which is composed of the same facies as the laminated carbonates facies association (excluding the bioclastic wackestone to packstone) alternating with evaporitic facies, such as, laminae of calcite and quartz pseudomorphs after gypsum, cross-laminated (gy)psarenite replaced by calcite and quartz, carbonate breccia, and laminae of secondary gypsum. Evaporitic facies of the Oncala Group were affected by different replacement processes and tectonic deformation during burial and subsequent uplifting. As a result, most of the sulphate deposits of the Oncala Group were replaced by calcite during the uplifting of the Cameros Basin, and only a minor part of the sulphate deposits was preserved as secondary gypsum in the lower part of the Oncala Group in the easternmost area of the basin. The formation of the carbonate breccia layers that occur commonly in the eastern area of the basin was related with tectonic deformation and diagenetic processes affecting alternating laminae of carbonate and sulphate (subsequently replaced by calcite and, to a lesser extent, by quartz), which have very different rheological behaviour, instead of being the result of slump processes during sedimentation or evaporite-solution collapse breccias. The criteria that led to this interpretation of the brecciation mechanism are: a) evidence of evaporitic layers in the original deposits; b) intraformational origin of the breccia fragments; c) breccia matrix composed of evaporites (subsequently replaced by calcite and less abundant quartz); d) matrix-supported fabric; e) non-gradational vertical distribution of fabrics; f) evidence of structural deformation related with the regional tectonic trends.

The sedimentary features of the laminated carbonate and evaporitic facies of the Oncala Group indicate that these deposits were formed in shallow, wide, carbonate-sulphate coastal salinas, in which subaquatic quiet conditions predominated. The criteria that in combination lead to interpret that the water bodies in which the carbonate and evaporitic deposits were deposited were shallow are: a) presence of desiccation mudcracks at the top of some carbonate laminae; b) association of laminated facies with cross-laminated (gy)psarenites; c) interbedding of laminated facies with carbonate layers displaying centimetre-size pseudomorphs after lenticular gypsum, desiccation cracks, and tepees; d) depositional geometries showing continuous, parallel beds and no marked gradients along kilometres; 5) presence of the same laminated carbonate facies along tens of kilometres, and direct interbedding and lateral change with siliciclastic sandy-muddy flat deposits.

The evidence that lead to interpret that these water bodies had marine influence are: a) lateral relationship with siliciclastic tide-influenced deposits; b) presence of sedimentary structures typical from tidal environments, such as lenticular and wavy bedding or edge-wise conglomerates; c) $\delta^{34}\text{S}$ isotopic values of the gypsum deposits ($+18.5\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ to $+21.8\text{‰}_{\text{V-CDT}}$, mean value = $+20.5\text{‰}_{\text{V-CDT}}$) indicating that the main sulphate input was from seawater, d) $\delta^{18}\text{O}$ (mean value in western areas = $-9.39\text{‰}_{\text{V-PDB}}$, mean value in eastern areas = $-0.90\text{‰}_{\text{V-PDB}}$) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (mean value in western areas = 0.709402, mean value in eastern areas = 0.708184) isotopic values of the carbonates suggesting that the water bodies received both continental water input (more abundant in western areas of the basin) and seawater input (more important in eastern areas).

Lateral and vertical evolution, and revision of the stratigraphic subdivisions of the Oncala Group

The analysis of the lateral and vertical evolution of the Oncala Group allows the recognition of very gradual progradational and retrogradational trends of the siliciclastic fluvial-tidal deposits and the carbonate-evaporitic salina deposits. The Oncala Group shows a general retrogradational trend in most of the succession, which caused the gradual migration of the siliciclastic deposits westwards and the progressive spreading of the carbonate-evaporitic deposits over most of the basin.

The revision of the stratigraphic subdivisions of the Oncala Group suggests that the more suitable subdivisions are based on lithostratigraphic considerations. As a consequence the Oncala Group is divided in: 1) the Huérteles Formation, which includes the siliciclastic deposits of western to central areas; 2) the Aguilar del Río Alhama Formation, which includes the laminated evaporitic-carbonate deposits of the lower part of the Oncala Group; 3) the Valdeprado Formation, which includes the laminated carbonate-evaporitic deposits of the upper part of the Oncala Group.

Comparison with other Berriasian successions of the Iberian Peninsula

The deposits of the Oncala Group have been compared with Berriasian deposits of adjacent basins of the Iberian Peninsula. On one hand, the Basque-Cantabrian Basin contains siliciclastic tidal deposits in western areas, evaporitic (mostly anhydrite and gypsum with $\delta^{34}\text{S}$ isotopic values of $\approx 19.6\text{‰}_{\text{V-CDT}}$) and shale deposits in central areas, carbonate deposits from marine restricted areas in eastern areas, and marine carbonate deposits in the northern area. The presence of tide-dominated siliciclastic deposits in western areas, that pass eastwards to evaporitic deposits reminds to the Oncala Group, in which tide-influenced siliciclastic deposits are laterally related with carbonate-evaporitic deposits. Moreover, the Berriasian deposits of the Basque-Cantabrian show a general retrogradational trend, which may be comparable with the general retrogradational trend observed in the Oncala Group. These similarities suggest that the Cameros Basin could have been connected with the Basque-Cantabrian Basin during the Berriasian. On the other hand, the southern Iberian Basins, which are part of the same rift system as the Cameros Basin, contain siliciclastic and carbonate deposits (in western and eastern areas, respectively) developed in tide-dominated depositional environments, which pass southeastwards to marine carbonate deposits. The presence of tidal deposits both in the Cameros Basin and in the southern Iberian Basins, and the fact that these basins are part of the same rift system, suggest that they could have also been connected during the Berriasian. As a consequence, it is interpreted that the Oncala Group was probably connected with the Boreal Sea through the Basque-Cantabrian Basin, and also with the Tethys Sea through the southern Iberian Basins.

Concluding remarks

To sum up, a very extensive, low-gradient, shallow area was developed in the eastern sector of the Cameros Basin at Berriasian times. This area was occupied by broad siliciclastic fluvial-tidal flats in the western to central zones (which pass to a fluvial system westwards), and by extensive carbonate-sulphate coastal salinas in the central

to eastern zones. This new interpretation implies that the marine influence in the eastern Cameros Basin was much more important than previously considered. The coastal depositional environments developed in the Cameros Basin were probably related with coastal and marine settings of the Basque-Cantabrian Basin and the southern Iberian Basins.

1. Introducción

1.1. Presentación

Esta tesis doctoral ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid y en el Instituto de Geociencias (UCM-CSIC), bajo la dirección de la Dra. M^a Isabel Benito Moreno, y la codirección del Dr. J. Ramón Mas Mayoral. Para su elaboración se ha contado con una beca predoctoral FPU del Ministerio de Educación, con los medios del departamento, y con la financiación de los proyectos CGL2011-22709 y CGL2008-01648 y del Grupo de Investigación Consolidado UCM- CM 910429. Dentro del marco de la beca FPU, se han realizado tres estancias breves: la primera de cuatro meses de duración en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Módena y Reggio Emilia (Italia), bajo la supervisión del Dr. Stefano Lugli; la segunda de tres meses de duración en el Departamento de Ciencias de la Tierra y el Espacio de la Universidad de Washington (EEUU), bajo la supervisión de la Dra. B. Charlotte Schreiber; y la última de dos meses de duración en el Laboratorio de Morfodinámica Continental y Costera del CNRS-Universidad de Caen (Francia), supervisada por los Drs. Bernadette Tessier y Jean-Claude Dauvin.

1.1.1. Planteamiento y objetivos

La presente tesis se centra en el estudio sedimentológico y paleogeográfico del Grupo Oncala, depositado en la cuenca de Cameros durante el Berriasiense. El interés por estudiar esta unidad radica en dos aspectos fundamentales; por un lado, se consideró que su estudio podía permitir avanzar en la interpretación sedimentológica de determinados depósitos de difícil interpretación, como son los sedimentos de zonas fluvio-mareales o los sedimentos laminados someros, y por otro lado, se consideró que podía ser de gran utilidad para reconstruir los paleoambientes y la paleogeografía desarrollados en este sector de la península ibérica durante el Berriasiense.

El Grupo Oncala está compuesto por depósitos laminados, tanto siliciclásticos como carbonático-evaporíticos, llamativos por su gran homogeneidad de facies lateral y vertical, que no son fácilmente interpretables porque presentan características sedimentarias que pueden formarse en diversos ambientes deposicionales y no contienen fósiles que ayuden a la interpretación sedimentológica. Sin embargo, el Grupo Oncala presenta unas excelentes condiciones de afloramiento y una buena preservación de sus sedimentos, por lo que se consideró que un estudio en detalle de esta unidad podía permitir encontrar criterios que permitieran su interpretación sedimentológica y, a su vez, que estos criterios fueran aplicables a otras sucesiones del registro geológico con características similares.

Así, por una parte, el Grupo Oncala, en su área occidental a central, permite estudiar con gran detalle depósitos siliciclásticos predominantemente laminados compuestos por una alternancia de láminas de lutita y arenisca no canalizadas, intercaladas ocasionalmente con cuerpos de lóbulos de meandro. Además, es destacable la gran cantidad de grietas de desecación e icnitas de vertebrados que presentan, y la ausencia de fósiles marinos en ellos. Depósitos con similares características se interpretan comúnmente, en el registro geológico, como formados en llanuras fangoso-arenosas continentales o en sistemas fluviales meandriformes (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994b; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000; Mas et al., 2002a), pero sedimentos parecidos también pueden formarse en la zona interna de sistemas mareales. Por este motivo, el análisis sedimentológico del Grupo Oncala se planteó con el objetivo de encontrar evidencias que permitieran determinar en cuál de estos ambientes sedimentarios se habían formado estos depósitos siliciclásticos y, si fuera posible, establecer a partir de este análisis, una serie de criterios que fueran útiles para la interpretación de otras sucesiones similares del registro sedimentario.

Por otra parte, el Grupo Oncala, en el área central a oriental de la cuenca, está compuesto por depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos. Este tipo de depósitos también se puede formar en diversos ambientes sedimentarios, que van desde lagos profundos o someros (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a, b; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000) hasta ambientes de salina costera, perimareales (Salomon, 1982a, b) y marinos profundos, lo que complica su interpretación en el registro geológico. Se consideró que el Grupo Oncala podía ser un buen caso de estudio para tratar de encontrar criterios que facilitaran la interpretación de este tipo de sedimentos, ya que cuenta con magníficos afloramientos de decenas de kilómetros que permiten analizar las características sedimentarias de estos depósitos, sus variaciones laterales y verticales, su geometría deposicional y las relaciones laterales y verticales con los depósitos siliciclásticos adyacentes. De esta manera, el análisis sedimentológico de los sedimentos laminados carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala se planteó con la intención de interpretar el ambiente sedimentario en el que se habían formado y, conjuntamente, establecer una serie de criterios que ayudaran a interpretar otros depósitos similares en el registro geológico.

Otra facies de difícil interpretación en el Grupo Oncala consiste en brechas carbonáticas formadas por fragmentos de carbonato flotando en una matriz de calcita y cuarzo. Las características que presentan estas brechas han dado lugar a interpretaciones tan variadas como que son el resultado de procesos gravitacionales de tipo *slump* o de colapso por disolución de evaporitas (Salomon, 1982; Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000; Mas *et al.*, 2002). Sin embargo, ninguna de estas interpretaciones explica adecuadamente las características de estas brechas, por lo que se consideró necesario estudiarlas para tratar de establecer su origen y para establecer criterios que permitieran reconocer otras brechas en el registro geológico formadas como consecuencia de los mismos procesos.

Además del interés sedimentológico que suscita el estudio del Grupo Oncala, el análisis de esta unidad también tiene muy importantes implicaciones paleogeográficas. La posición intermedia de la cuenca de Cameros entre las cuencas vasco-cantábrica e ibéricas meridionales hace del Grupo Oncala una pieza fundamental para la reconstrucción paleogeográfica del noreste de la península ibérica durante el Berriasiense. Las reconstrucciones realizadas hasta la fecha asignaban al área de Cameros durante este período un carácter esencialmente continental con incursiones marinas esporádicas (Gómez-Fernández, 1992; Mas *et al.*, 1993, 2002a, 2002b; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000), pero las nuevas interpretaciones sedimentológicas sugerían una mayor influencia marina en la cuenca. Por esta razón se consideró necesario comparar los depósitos del Grupo Oncala con los de otras cuencas adyacentes para establecer la conexión de la cuenca de Cameros con áreas marinas.

Con este planteamiento se propuso esta tesis doctoral, cuyo objetivo principal es el estudio sedimentológico y paleogeográfico del Grupo Oncala. Los objetivos concretos derivados de este objetivo principal son:

- Análisis sedimentológico y reconstrucción paleoambiental de los depósitos siliciclásticos de la zona central a occidental del Grupo Oncala y establecimiento de criterios para reconocer depósitos similares en el registro geológico.
- Análisis sedimentológico y reconstrucción paleoambiental de los depósitos laminados carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala y establecimiento de criterios para distinguir depósitos laminados similares en el registro sedimentario.
- Estudio de geoquímica isotópica de los carbonatos y yesos del Grupo Oncala con el fin de determinar la composición de las aguas a partir de las que precipitaron.
- Examinar los posibles procesos sedimentológicos, diagenéticos y tectónicos que pudieron haber estado relacionados con la formación de las brechas carbonáticas presentes en el área oriental del Grupo Oncala, e interpretación del mecanismo de brechificación que las produjo. Establecimiento de criterios para reconocer brechas de similar origen en el registro geológico.
- Estudio de la evolución espacio-temporal de los depósitos del Grupo Oncala.
- Revisión de las subdivisiones estratigráficas del Grupo Oncala propuestas hasta la fecha y establecimiento de las unidades litoestratigráficas más adecuadas.

- Interpretación paleogeográfica del sector oriental de la cuenca de Cameros durante el Berriasiense y comparación de los depósitos del Grupo Oncala con los sedimentos de edad berriasiense de las cuencas adyacentes de la península ibérica para determinar posibles conexiones entre ellas.

1.1.2. Compendio de publicaciones

La presente tesis se presenta como un compendio de publicaciones, por lo que incluye cuatro artículos científicos que abordan directamente los objetivos planteados. Dos de estos artículos han sido publicados, y otro está en prensa, en revistas incluidas en el Scientific Citation Index (SCI). Otro artículo, que formará parte de una publicación especial de la International Association of Sedimentologists, está también en prensa.

El artículo que se escribió en primer lugar es el de Quijada *et al.* (2013a), que tiene como objetivo la interpretación de la profundidad del ambiente sedimentario en el que se formaron los depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos del área oriental del Grupo Oncala. A continuación, se escribió el artículo de Quijada *et al.* (en prensa), que tiene como objetivo la interpretación sedimentológica de los depósitos siliciclásticos de la zona central del Grupo Oncala y el establecimiento de una serie de criterios para distinguir depósitos mareales de difícil reconocimiento de depósitos de llanuras fangoso-arenosas continentales. Posteriormente, se redactó el artículo de Quijada *et al.* (2013b), que trata sobre el análisis sedimentario, estratigráfico y paleogeográfico del Grupo Oncala. En él se describe la evolución espacio-temporal del Grupo Oncala, se revisan las subdivisiones estratigráficas de esta unidad y se compara con otras sucesiones berriasienses de cuencas cercanas para establecer posibles conexiones con ellas. Finalmente, se escribió el artículo de Quijada *et al.* (2014), enfocado a la interpretación del origen de las brechas carbonáticas presentes en la zona oriental del Grupo Oncala.

Todos estos artículos se incluyen dentro de capítulos de la tesis que, de una manera más extensa, introducen los temas de estudio y amplían la información aportada en los artículos. Además, los artículos vienen brevemente introducidos por una explicación de la información que aportan y de cómo se relacionan con los capítulos de la tesis en los que están contenidos.

1.2. Área de estudio

1.2.1. Localización geográfica

El área de estudio de la presente tesis se enmarca en el sector más noroccidental de la cordillera ibérica, en el norte de la península ibérica (Fig. 1.1.A). Este sector noroccidental de la cordillera ibérica abarca la sierra de la Demanda, la sierra de Urbión, la sierra Cebollera, la Tierra de Cameros, las Tierras Altas de Soria, los valles de los ríos Cidacos, Linares y Alhama, y las estribaciones noroccidentales de la sierra del Moncayo (Fig. 1.1.B). Este sector de la cordillera ibérica se encuentra limitado al norte y este por la depresión del Ebro y al oeste y sur por las depresiones del Duero y de Almazán.

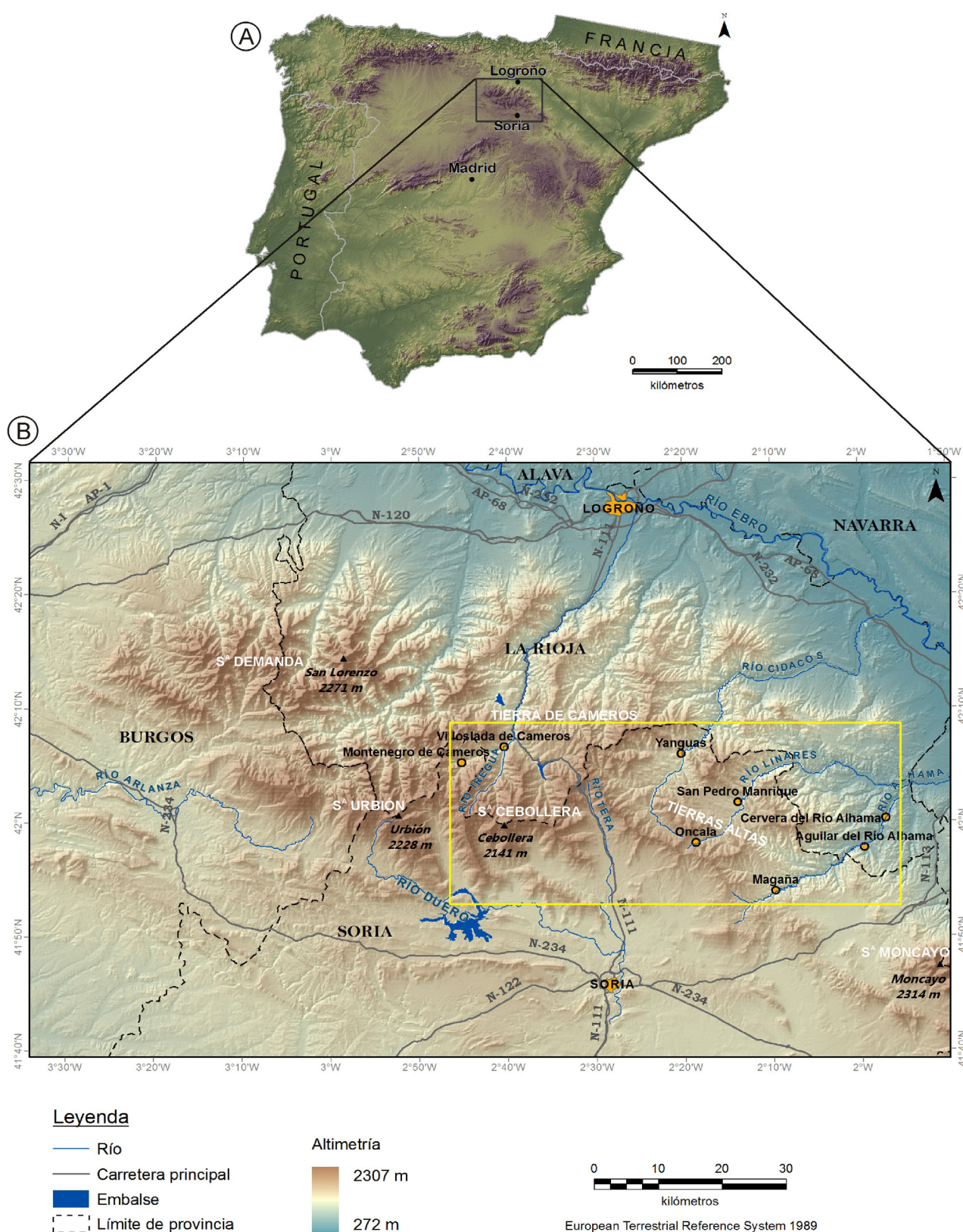


Fig. 1.1.A. Mapa geográfico de la península ibérica en el que se indica la localización del sector noroccidental de la cordillera ibérica, donde se sitúa el área de estudio. Esta zona se muestra con más detalle en la Fig. 1.1.B. **B.** Mapa geográfico del sector noroccidental de la cordillera ibérica en el que se muestra la situación del área de estudio del Grupo Oncala (señalada en amarillo).

Dentro del sector noroccidental de la cordillera ibérica el área de interés se localiza en el área más septentrional de la provincia de Soria y algunas zonas del sur de La Rioja (Fig. 1.1.B). Concretamente el Grupo Oncala se ha estudiado a lo largo de una franja continua de unos 500 km² en dirección Este-Oeste aproximadamente que incluye la zona suroccidental de la Tierra de Cameros, la sierra Cebollera, las Tierras Altas de Soria y la zona del valle del río Alhama (Fig. 1.1.B). Esta zona queda recogida, de oeste a este y de norte a sur, en las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 de Villoslada de Cameros (Hoja 279), Vinuesa (Hoja 317), Enciso (Hoja 280), Almarza (Hoja 318), Cervera del Río Alhama (Hoja 281) y Ágreda (Hoja 319).

La zona de estudio es un área montañosa cuyas altitudes varían entre los 500 m y los 2100 m. Las mayores altitudes y desniveles se localizan en la zona oeste, en la sierra Cebollera, donde se llegan a sobrepasar los 2000 m (Fig. 1.1.B). Hacia el este las altitudes son menores y el relieve es más suavizado, llegando a cotas mínimas de 500 m de altitud en la zona de Cervera del Río Alhama (Fig. 1.1.B). Así, la zona entre Montenegro de Cameros y Magaña se sitúa por encima de los 1000 m, mientras que la mayor parte del área entre Magaña y Cervera del Río Alhama se encuentra por debajo de esta altitud (Fig. 1.1.B). Prácticamente la totalidad de los ríos que atraviesan el área de estudio del Grupo Oncala drenan sus aguas hacia la cuenca del río Ebro y muestran direcciones SO-NE, como los ríos Alhama, Linares y Cidacos, o S-N, como el río Iregua (Fig. 1.1.B). De los cursos fluviales que atraviesan la zona de estudio, únicamente el río Tera y sus afluentes drenan hacia la cuenca del río Duero (Fig. 1.1.B).

El clima de la zona de estudio es mediterráneo de tipo continental (Font, 2000), muy influido por la presencia de importantes sierras que le confieren características de clima de montaña en algunas zonas. Las diferencias de altitud y el grado de exposición a los vientos húmedos procedentes del Atlántico causan características climáticas distintas en la zona occidental y oriental del área de estudio. Así, la zona oeste es la más húmeda y fría, con precipitaciones anuales entre 700 y 1000 mm aproximadamente y temperaturas medias anuales inferiores a 8°C, y hacia el este el clima es progresivamente más árido y cálido, con precipitaciones anuales entre 500 y 700 mm y temperaturas medias anuales entre 8 y 13°C aproximadamente (Ortega, 1992; Cuadrat, 1994).

El tipo de vegetación está condicionado ampliamente por las diferencias de temperatura, precipitaciones y relieve. En la zona occidental predominan los bosques de robles, encinas, hayas y pinos y también hay prados y pastizales. Hacia el este los bosques van desapareciendo y aparece monte bajo y matorral (destacando el romero, tomillo, acebo, sabina mora, aulaga y brezo), que es la vegetación típica de la zona oriental del área de estudio. También los terrenos claros para cultivo de cereales se van haciendo más abundantes hacia el este y en la llanura de inundación del río Alhama y sus afluentes (Fig. 1.1.B) se dan cultivos de regadío. La escasa vegetación de la parte central y oriental del área de estudio proporciona unas condiciones de afloramiento excepcionales.

Esta región presenta una baja densidad de población puesto que la mayor parte de los habitantes de las provincias de Soria y La Rioja vive en las ciudades de Soria (40.147 habitantes) y Logroño (153.402 habitantes). Las localidades situadas dentro de la zona de estudio son pueblos pequeños con una densidad de población generalmente inferior a los 15 habitantes/km², entre los que cabe destacar de oeste a este: Villoslada de Cameros (362 habitantes), Yanguas (123 habitantes), San Pedro Manrique (642 habitantes), Magaña (89 habitantes), Aguilar del Río Alhama (546 habitantes) y Cervera del Río Alhama (2.636 habitantes). La actividad económica de la región se centra fundamentalmente en la ganadería y agricultura, en la industria agroalimentaria (cárnica, conservera, panadera, quesera...), de calzado y de energía eólica, y en el sector servicios.

Debido a la baja densidad de población y a la escasa actividad económica, el sistema de vías de comunicación

se compone principalmente de carreteras autonómicas de segundo y tercer orden. Las trincheras de estas carreteras proporcionan buenos afloramientos, que han facilitado el levantamiento de buena parte de las columnas estratigráficas de esta tesis. La carretera N-111 que une Soria con Logroño es la única carretera nacional que atraviesa el área de estudio. También es importante destacar la gran cantidad de pistas de muy buena calidad que se han construido en los últimos años para instalar y acceder a aerogeneradores. Estas pistas han resultado muy útiles para realizar la cartografía geológica y tomar fotografías panorámicas del área de estudio porque permiten llegar a sitios difícilmente accesibles hasta ahora.

1.2.2. Marco geológico

Los depósitos del Grupo Oncala, objeto de estudio de este trabajo, forman parte del relleno de la cuenca de Cameros que, a su vez, forma parte del Sistema de *Rift* Mesozoico Ibérico o cuenca ibérica. De manera que para entender el contexto geológico del Grupo Oncala es necesario comprender la evolución de la cuenca ibérica y, dentro de ella, la evolución de la cuenca de Cameros.

La cuenca ibérica fue una amplia cuenca de *rift* intracratónica formada en el este de la península ibérica (Fig. 1.2) durante un período de adelgazamiento cortical relacionado con la apertura y propagación del Tethys hacia occidente y con la apertura del Atlántico Norte (Álvaro *et al.*, 1979; Vegas y Banda, 1982; Salas *et al.*, 2001). Se desarrolló a partir del Pérmico superior y durante el Mesozoico, y durante su formación y desarrollo tuvieron lugar cuatro episodios evolutivos diferentes (Fig. 1.3), como demuestran el estudio de la estratigrafía secuencial, los análisis de subsidencia y las estructuras tectónicas mesozoicas (Álvaro *et al.*, 1979; Mas *et al.*, 1982; Vilas *et al.*, 1983; Salas y Casas, 1993; Roca *et al.*, 1994; Van Wees *et al.*, 1998; Salas *et al.*, 2001). Posteriormente, durante la Orogenia Alpina, la cuenca ibérica fue invertida tectónicamente formando las actuales cordilleras ibérica y costero-catalana, y parte de las cuencas del Ebro, Duero y Tajo que las rodean (Fig. 1.2.A). Como consecuencia de esta inversión se formó también la Unidad Tectónica de Cameros (Fig. 1.2.A, 1.4), que incluye el relleno sedimentario de la cuenca de Cameros, su sustrato mesozoico y el Basamento Varisco que aflora hacia el noroeste y el sudeste (Guimerà *et al.*, 1995; Mas *et al.*, 2002a).

En los próximos apartados se describen brevemente los aspectos más importantes de los cuatro episodios evolutivos del *rifting* de la cuenca ibérica y su posterior inversión, dedicando especial atención al sector noroccidental de dicha cuenca y a la cuenca de Cameros.

1.2.2.A. Primera etapa de *rifting* (Pérmico superior-Triásico Superior)

Durante esta etapa distensiva se reactivaron los sistemas de fallas tardivariscas y se comenzó a desarrollar la cuenca ibérica (Arthaud y Matte, 1977; Vegas y Banda, 1982). Esta cuenca se fue rellenando primero por sedimentos de tipo terrígeno de origen continental y mareal, a continuación por depósitos carbonáticos marino someros y de llanuras de marea, y finalmente por depósitos evaporíticos costeros y de plataforma interna, que corresponden al Pérmico y facies Buntsandstein, facies Muschelkalk y facies Keuper, respectivamente (p. ej. Ortí, 1974; Hernando, 1977; Ramos, 1979; Sopena, 1979; Marzo, 1980; Arribas, 1984, 1987; López-Gómez, 1985; Pérez-Arlucea, 1985;

Pérez-Arlucea y Sopena, 1985; Ramos *et al.*, 1985; Calvet y Ramón, 1987; Calvet y Tucker, 1988; Calvet *et al.*, 1990; García-Gil, 1990, 1991; Rey y Ramos, 1991; Sánchez-Moya, 1991; López-Gómez y Arche, 1992, 1993; Meléndez *et al.*, 1995; López-Gómez *et al.*, 2002, 2010; Sánchez-Moya *et al.*, 2004a, 2004b, 2004c; Ortí, 2004; Arche y López-Gómez, 2005; Galán-Abellán, 2011; Galán-Abellán *et al.*, 2013).

En la zona más noroccidental de la cuenca ibérica, donde se encuentra el área estudiada en esta tesis, los sedimentos permo-triásicos aparecen en los bordes del macizo de la Demanda y en el área del Moncayo (Fig. 1.4), apoyándose discordantemente sobre el Basamento Varisco (Arribas, 1984, 1985; Arribas y Soriano, 1984; Hernando y Rincón, 1987; Sopena *et al.*, 1988; Meléndez *et al.*, 1995; Arribas *et al.*, 2007a).

1.2.2.B. Primera etapa de post-rifting (Jurásico Inferior y Medio)

Esta etapa estuvo dominada por una subsidencia térmica y por el desarrollo de plataformas carbonáticas muy extensas (p. ej. Goy *et al.*, 1976; Gómez, 1979; Gómez y Goy, 1979; Salas *et al.*, 2001; Gómez *et al.*, 2004). La sedimentación en estas plataformas estaba ampliamente condicionada por los cambios relativos en el nivel del mar (p. ej. Giner, 1980; Aurell, 1991; Salas y Casas, 1993; Fernández-López, 1997; Aurell *et al.*, 2000, 2002, 2003; Gómez y Goy, 2000).

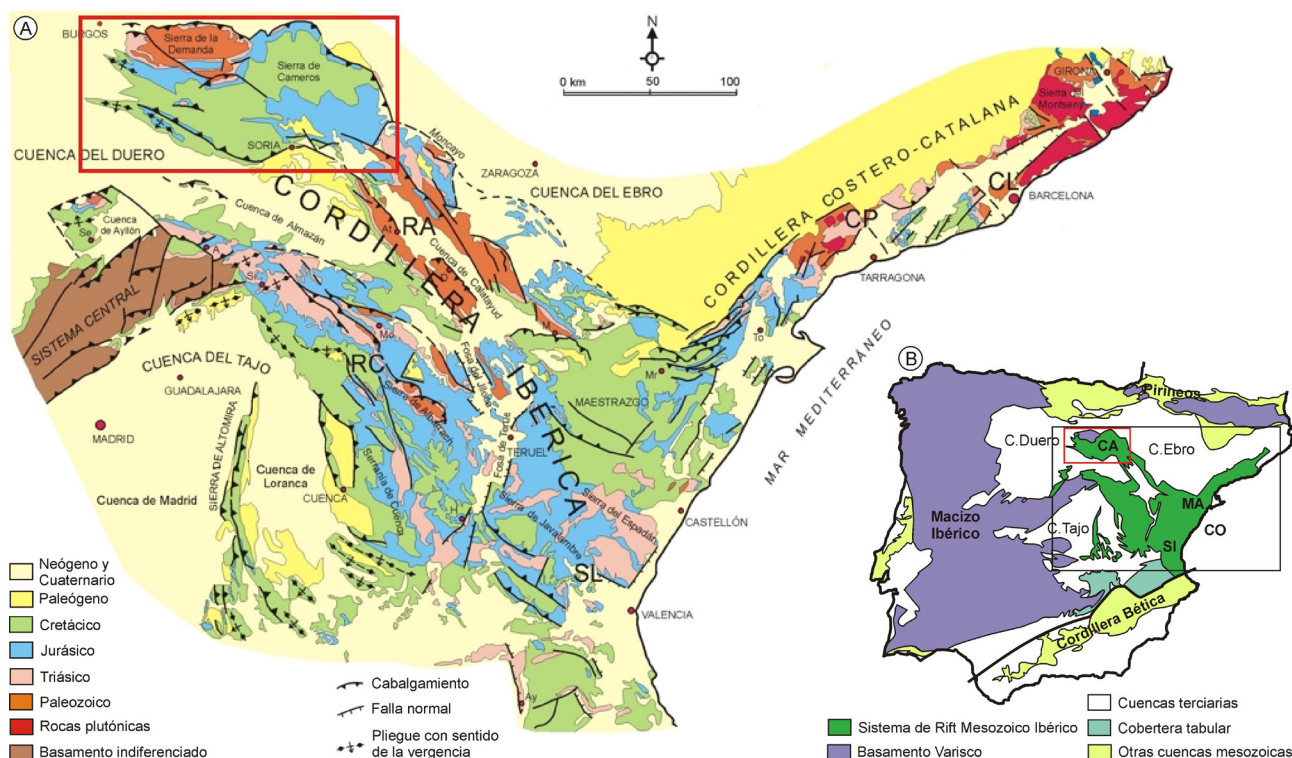


Fig. 1.2. Encuadre geológico de la cuenca de Cameros. **A.** Mapa geológico simplificado de las cordilleras ibérica y costero-catalana en el que se muestran los afloramientos de depósitos de la cuenca ibérica, o Sistema de Rift Mesozoico Ibérico, y la localización de la Unidad Tectónica de Cameros en el extremo noroccidental (señalada en rojo). CL = cordillera litoral, CP = cordillera prelitoral costero-catalana, RA = rama aragonesa de la cordillera ibérica, RC = rama castellana de la cordillera ibérica, SL = sector levantino de la cordillera ibérica. A = Atienza, At = Ateca, Ay = Ayora, D = Daroca, H = Henarejos, M = Montalbán, Mo = Molina de Aragón, Mr = Morella, Se = Sepúlveda, Si = Sigüenza, To = Tortosa. Modificado de Sopena y De Vicente (2004). **B.** Mapa geológico simplificado de la península ibérica en el que se muestra la localización del Sistema de Rift Mesozoico Ibérico y las cuatro cuencas más subsidentes del Rift ibérico durante su segunda fase de rifting: cuenca de Cameros (CA), cuenca del Maestrazgo (MA), cuenca de Columbretes (CO), cuenca suribérica (SI). El cuadro negro marca la zona mostrada en la Fig. 1.2.A y el cuadro rojo señala la cuenca de Cameros.

En el área noroccidental de la cuenca ibérica los depósitos de esta etapa de *post-rifting* se sitúan esencialmente en los bordes norte y sur de la Unidad Tectónica de Cameros, y alrededor de los macizos de la Demanda y del Moncayo (Fig. 1.4). Desde el Bathoniense al Kimmeridgiense el sector noroccidental de la cuenca ibérica actuó como zona de conexión entre el Tethys, que se abría hacia el sureste, y el dominio Boreal, hacia el norte (Alonso y Mas, 1990; Bádenas y Aurell, 2001; Aurell *et al.*, 2002, 2003). A partir del Kimmeridgiense superior la línea de costa fue retirándose progresivamente hacia el sureste y hacia el norte debido a la caída relativa del nivel del mar causada, por un lado, por el levantamiento tectónico del borde occidental de la cuenca ibérica y, por otro, al descenso eustático que se produjo durante el Titónico-Berriasiense (Alonso *et al.*, 1986-1987; Aurell, 1990; Aurell *et al.*, 1994; Bádenas, 1999; Benito, 2001; Benito *et al.*, 2005; Benito y Mas, 2006).

1.2.2.C. Segunda etapa de *rifting* (Jurásico terminal-Cretácico Inferior)

Durante esta etapa se produce la destrucción de las plataformas carbonatadas del Jurásico y el desarrollo de cuencas extensionales muy subsidentes: Cameros en la parte noroccidental del Sistema de *Rift* Mesozoico Ibérico,

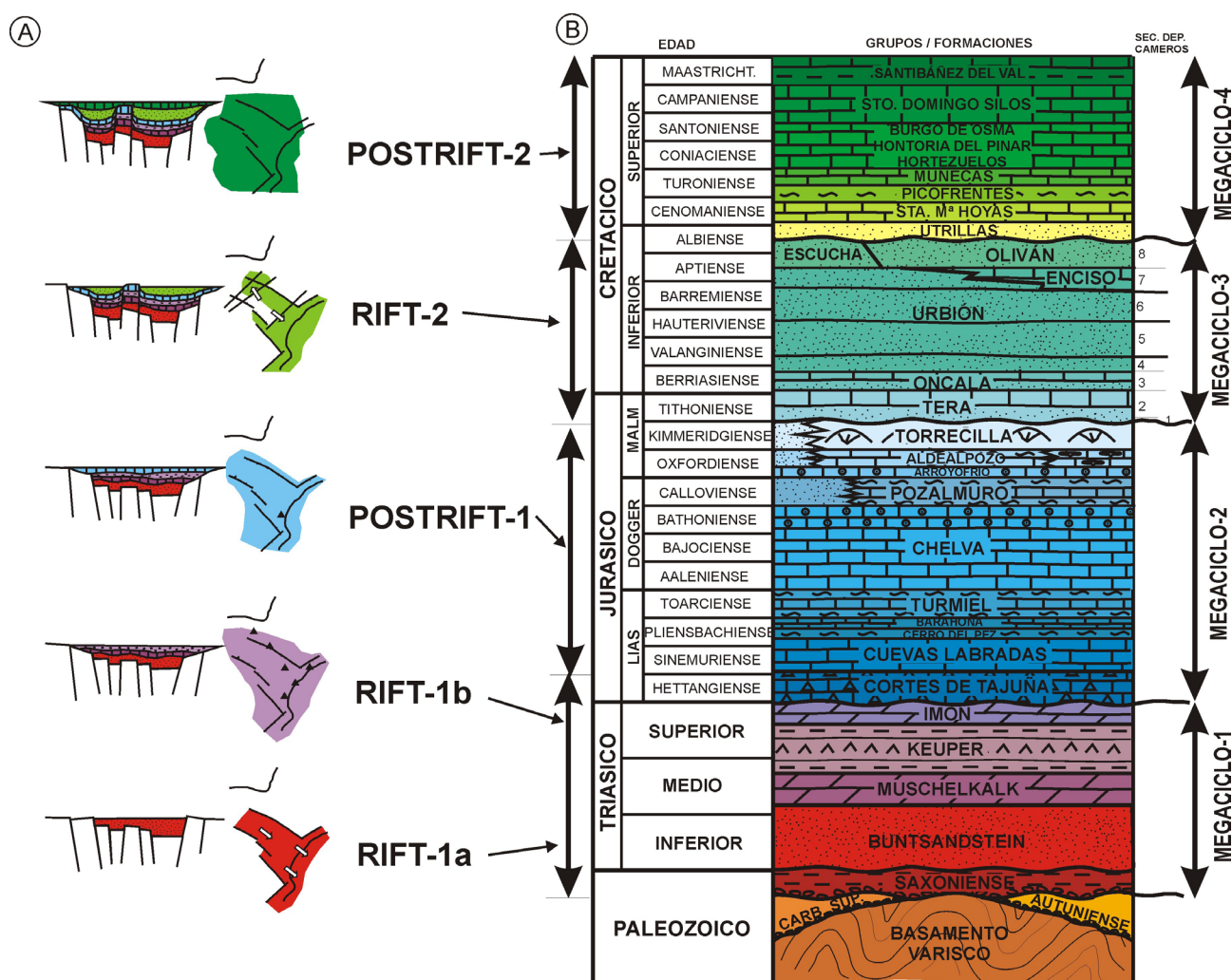


Fig. 1.3. A. Estadios evolutivos extensivos de la cuenca ibérica (modificado de Mas *et al.*, 2002a). B. Columna estratigráfica idealizada y sintética del registro del Paleozoico terminal y Mesozoico en el área de Cameros en la que se indican las unidades estratigráficas que se corresponden a cada uno de los estadios evolutivos de la cuenca ibérica (modificado de Mas *et al.*, 2002a).

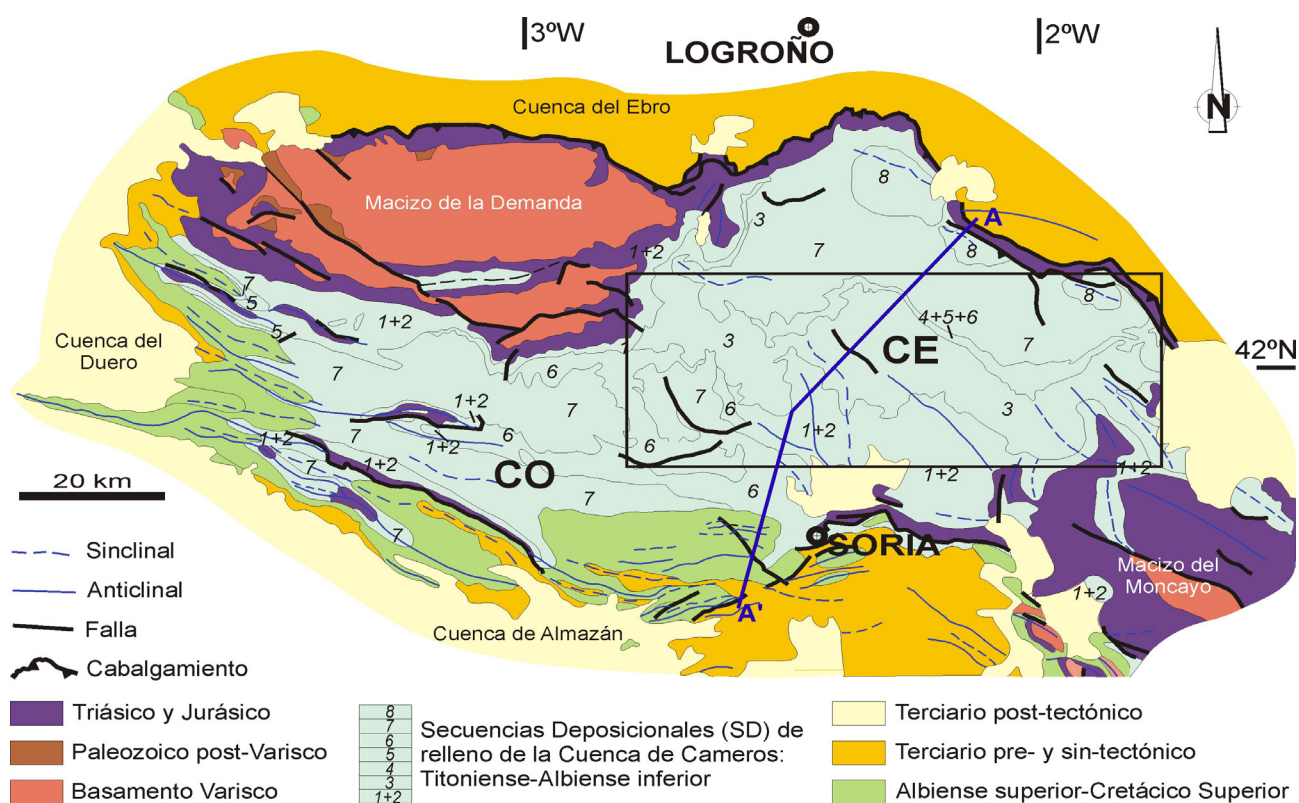


Fig. 1.4. Mapa geológico de la Unidad Tectónica de Cameros, que incluye el relleno sedimentario de la cuenca de Cameros, su sustrato mesozoico y el Basamento Varisco del sector noroccidental de la cordillera ibérica (modificado de Mas *et al.*, 2002a). Obsérvese la localización de los dos sectores que forman la cuenca de Cameros (CO = Cameros oeste, CE = Cameros este). El rectángulo señala el área de estudio de este trabajo. La línea A-A' indica la situación del corte de la figura 1.7.

Maestrazgo y Columbrete en la suroriental, y suribérica en la zona meridional (Fig. 1.2.B). Esta nueva etapa de *rifting* está probablemente relacionada con la apertura progresiva del Atlántico Norte (Salas *et al.*, 2001). El inicio de esta nueva etapa de *rifting* difiere en las distintas cuencas, comenzando durante el Oxfordiense terminal en la cuenca del Maestrazgo, durante el Kimmeridgiense en la cuenca de Cameros y en el Berriasiense en las cuencas de Columbrete y suribérica (Mas *et al.*, 1993; Salas *et al.*, 2001; Benito y Mas, 2006). Como resultado de esta segunda etapa de *rifting* se acumularon potentes sucesiones de depósitos marinos someros a continentales tanto carbonáticos como siliciclásticos. Los depósitos generados en cada una de las distintas cuencas difieren entre sí.

1.2.2.C.1. La cuenca de Cameros

La cuenca de Cameros, desarrollada durante la segunda etapa de *rifting* ibérico, es una cuenca sinclinal localizada en el sector noroccidental del Sistema de Rift Mesozoico Ibérico. El modelo tectónico para explicar la formación de esta cuenca es motivo de controversia puesto que, como se verá en el apartado 1.2.3.D.1 de los antecedentes, se ha propuesto desde un modelo de *pull-apart* (Guiraud, 1983; Guiraud y Séguret, 1985) a una cuenca sinclinal asociada a una falla normal que la limita por el norte (Casas *et al.*, 2009, 2012) y una cuenca de rampa extensional (Mas *et al.*, 1993; Guimerà *et al.*, 1995; Omodeo-Salé *et al.*, 2014). El modelo propuesto por Mas *et al.* (1993) y Guimerà *et al.* (1995), utilizado en la presente tesis, propone que la cuenca de Cameros se formó sobre una rampa con suave buzamiento hacia el sur, asociada a una falla extensional con plano aproximadamente horizontal

localizada en el basamento. El desplazamiento progresivo de la falla produjo que los depocentros de la cuenca fueran desplazándose progresivamente hacia el norte creando un *onlap* sobre el sustrato jurásico (Fig. 1.5).

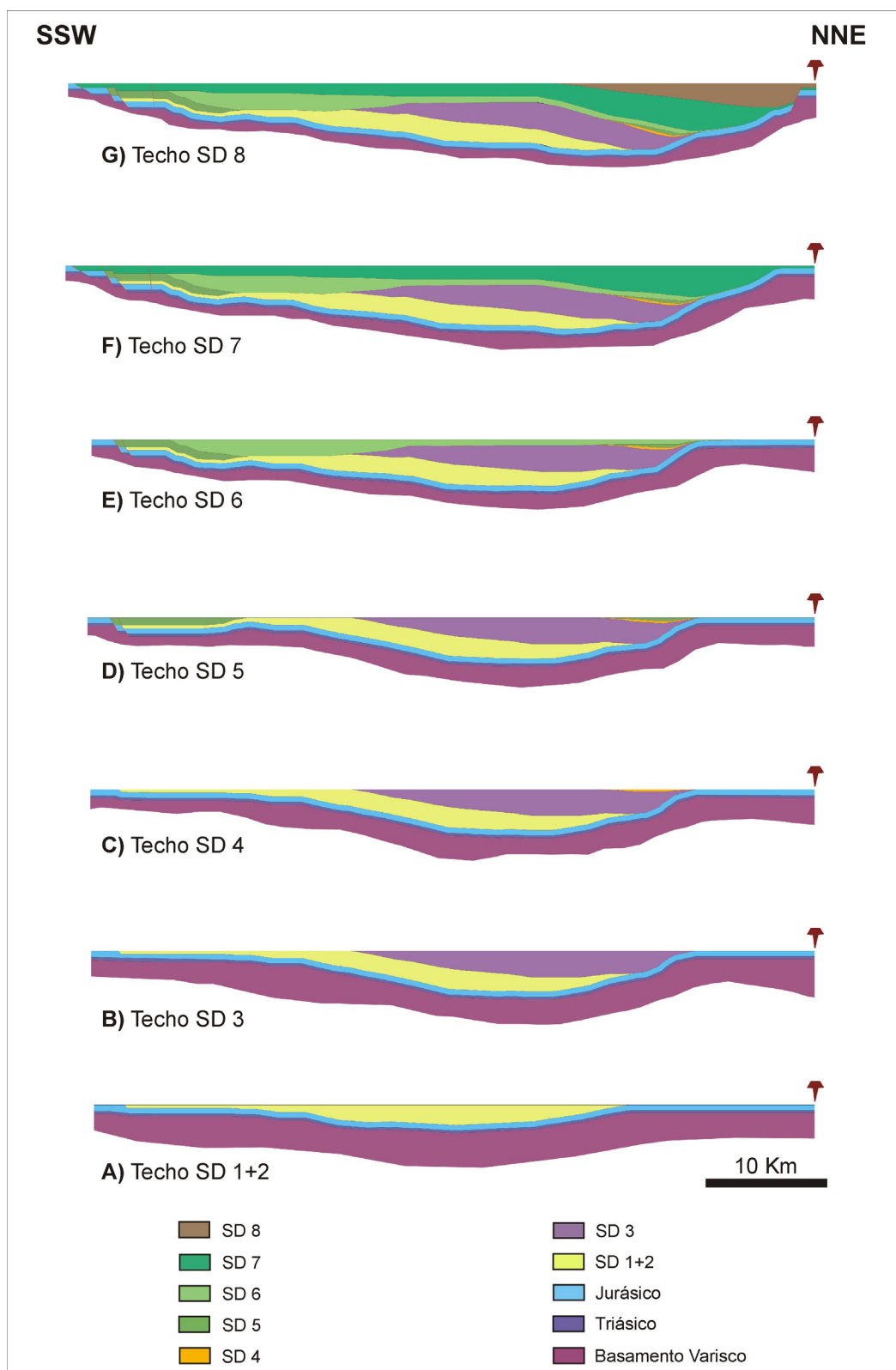


Fig. 1.5. Modelo de evolución de la cuenca de Cameros durante la extensión. Obsérvese el desplazamiento progresivo de los depocentros hacia el norte (excepto los depocentros de las secuencias deposicionales 5 y 6 que se sitúan al sur), generando una morfología de *onlap* de las sucesivas secuencias deposicionales (SD) sobre el sustrato jurásico. Las edades de las secuencias deposicionales y las unidades que incluyen se muestran en la Fig. 1.6. Modificado de Omodeo-Salé et al. (2014).

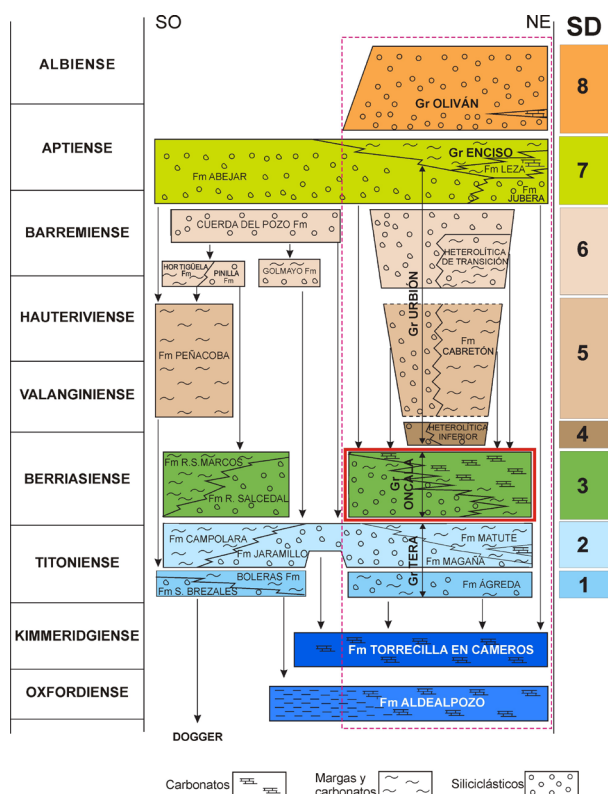


Fig. 1.6. Cuadro estratigráfico y secuencias deposicionales (SD) de relleno de la cuenca de Cameros. El rectángulo rosa en línea discontinua indica los depósitos del sector oriental de la cuenca de Cameros. El objetivo de este estudio, el Grupo Oncala, está resaltado con un rectángulo rojo. Modificado de Mas *et al.* (2004, 2011). Gr = Grupo, Fm = Formación.

La cuenca de Cameros presentó altas tasas de subsidencia y sedimentación desde el Titónico al Albiano inferior, acumulando hasta 6500 m de sedimentos en sentido vertical, equivalentes a 9500 m de sedimentos si se miden en el sentido de desplazamiento de los sucesivos depocentros (Mas *et al.*, 2011). Este relleno sedimentario corresponde a un gran ciclo o megasecuencia limitado por dos importantes discordancias en la base y en el techo. Debido al desplazamiento progresivo de los depocentros de la cuenca (Fig. 1.5), la laguna estratigráfica que corresponde a la discordancia inferior es más importante en la zona septentrional de la cuenca, donde llega a comprender desde el Kimmeridgiense superior hasta parte del Barremiense, que en su zona central y meridional, donde solo abarca del Kimmeridgiense superior a parte del Titónico inferior (Mas *et al.*, 1993; Benito y Mas, 2002a; Arribas *et al.*, 2003). El relleno sedimentario de la cuenca, a su vez, se divide en 8 secuencias deposicionales (Fig. 1.6) limitadas por discontinuidades (Mas *et al.*, 1993; 2002a; Arribas *et al.*, 2003).

La cuenca de Cameros ha sido dividida en dos sectores (Fig. 1.4) debido a diferencias en la distribución de cubetas sedimentarias, arquitectura deposicional, potencia de las unidades y evolución diagenética (Mas *et al.*, 1993; Martín-Closas y Alonso, 1998; Arribas *et al.*, 2003). El sector oriental de la cuenca de Cameros, situado entre las provincias de Soria y La Rioja, registra los mayores espesores de sedimentos y fue afectado por metamorfismo de bajo a muy bajo grado. El sector occidental, situado al sur del macizo de la Demanda, registra en general menores espesores de sedimentos y no se vio afectado por procesos metamórficos. Asimismo, los depósitos de ambos sectores presentan ciertas diferencias en cuanto a sus características sedimentarias. Puesto que el área de estudio se encuentra en el sector oriental de la cuenca (Fig. 1.4), a continuación nos centraremos en la descripción de las características más importantes de las secuencias deposicionales de esta área (Fig. 1.6). Debido a la escasez de datos bioestratigráficos, las dataciones de las secuencias deposicionales del sector oriental de la cuenca de Cameros (basadas en Mas *et al.*, 2004, 2011) se basan en la correlación con las secuencias deposicionales del resto de cuencas del Sistema de Rift Mesozoico Ibérico con depósitos marinos, y con las secuencias deposicionales del sector occidental de la cuenca de Cameros.

- Secuencia Depositional 1 (Titónico). El límite inferior de esta secuencia lo constituye la importante discontinuidad infratitónica que supuso la emersión de toda esta parte de la cuenca ibérica tras la sedimentación marina del Malm y el comienzo de la fracturación inicial de la cuenca de Cameros. Presenta potencias muy variables: desde unos pocos metros hasta 255 m. Contiene depósitos clásticos aluviales y fluviales, y carbonáticos lacustres y palustres. Corresponde a la Formación Ágreda (Fig. 1.6) definida por Gómez-Fernández (1992) e incluida dentro del Grupo Tera (*sensu* Gómez-Fernández, 1992; Mas *et al.*, 1993; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a).

- Secuencia Depositional 2 (Titónico-Berriasiense). Esta secuencia puede alcanzar espesores de hasta 1800 m en el área oriental. La parte inferior de la secuencia está formada por depósitos siliciclásticos fluviales y a techo pasa a carbonatos lacustres, en los que se han descrito esporádicas incursiones marinas (Gómez-Fernández, 1992; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000). Corresponde a las Formaciones Magaña y Matute (Fig. 1.6) definidas por Gómez-Fernández (*op. cit.*), incluidas también en el Grupo Tera (*sensu* Gómez-Fernández, 1992; Mas *et al.*, 1993; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a).
- Secuencia Depositional 3 (Berriasiense). Es una de las secuencias de mayor espesor, llegando a alcanzar los 2500 m. Está formada por depósitos siliciclásticos en la zona occidental que pasan gradualmente a depósitos carbonático-evaporíticos hacia el este. Además, se observa que los depósitos siliciclásticos son más abundantes en la parte inferior de la secuencia y que los carbonatos van predominando progresivamente hacia la parte superior. Se han descrito evidencias de incursiones marinas en los depósitos carbonáticos de esta secuencia (Gómez-Fernández, 1992; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000). Corresponde al Grupo Oncala (Fig. 1.6) *sensu* Gómez-Fernández (*op. cit.*), Mas *et al.* (1993) y Gómez-Fernández y Meléndez (1994a). Una descripción más detallada del estado de conocimiento de esta unidad se realizará más adelante en el apartado 1.2.3.D.3.
- Secuencia Depositional 4 (Berriasiense terminal-Valanginiense). Esta secuencia se halla representada únicamente en el extremo más oriental de la cuenca de Cameros. Sus espesores alcanzan más de 200 m. Los depósitos de esta secuencia son calizas, areniscas y limolitas de carácter predominantemente fluvio-lacustre. Corresponde al Grupo Urbión A hacia el oeste y a la Formación Heterolítica inferior hacia el este (Fig. 1.6), definidas por Salinas y Mas (1990) y Mas *et al.* (1993).
- Secuencia Depositional 5 (Valanginiense-Hauteriviense). En el área de estudio, esta secuencia está representada por 500 m de sedimentos siliciclásticos fluviales hacia el oeste y carbonáticos lacustres hacia el este (Fig. 1.6), que corresponden al Grupo Urbión B y la Formación Cabretón respectivamente (Salinas y Mas, 1990; Mas *et al.*, 1993).
- Secuencia Depositional 6 (¿Hauteriviense superior?-Barremiense inferior). Representada por dos subcuencas desconectadas con depósitos fluviales que corresponden al Grupo Urbión C. La subcuenca oriental alcanza los 900 m de sedimentos fluviales, que pasan a depósitos fluvio-lacustres en su extremo oriental (Fig. 1.6), correspondientes a la Formación Heterolítica de transición (Salinas y Mas, 1990; Mas *et al.*, 1993).
- Secuencia Depositional 7 (Barremiense superior-Aptiense inferior). Esta secuencia puede llegar a alcanzar los 2200 m de espesor. Los depósitos son de carácter mixto siliciclástico y carbonático, y de origen aluvial, fluvial, lacustre y de humedales costeros. Se observan importantes cambios de facies laterales y verticales. Así, los depósitos siliciclásticos predominan en la parte inferior de la secuencia, y los carbonatos son mucho más abundantes en la parte superior, especialmente en la zona nordeste, donde se han encontrado evidencias claras de influencia marina (Mas y Alonso, 1991; Alonso y Mas, 1993; Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010, 2013, 2014, en prensa). La parte inferior de esta secuencia corresponde al Grupo Urbión D (Mas *et al.*, 1993) y la parte superior, al Grupo Enciso (Fig. 1.6) definido por Tischer (1966a).
- Secuencia Depositional 8 (Aptiense superior-Albiense medio). Esta secuencia está compuesta por hasta

2800 m de sedimentos siliciclásticos de carácter fluvial meandriforme que, hacia su parte inferior, presentan delgadas intercalaciones de carbonatos lacustres que esporádicamente debían de conectar con ambientes costeros. Estos depósitos se corresponden con el Gr Oliván definido por Tischer (1966a).

1.2.2.D. Segunda etapa de post-rifting (Albiense superior-Cretácico Superior)

Durante esta etapa, Iberia ya constituía una placa individual que se alejaba de Europa durante el Albiense y Cenomaniense, realizando un giro de 35° en el sentido contrario al de las agujas del reloj y estando flanqueada por los márgenes pasivos del Tethys y del Atlántico Norte (Salas *et al.*, 2001). El margen septentrional se fue convirtiendo gradualmente en un margen activo que comenzó a actuar en el Cenomaniense, junto con las fases más tempranas de la Orogenia Alpina. Durante esta etapa, la sedimentación estuvo controlada por la subsidencia térmica y las variaciones eustáticas. En la mayor parte de la cuenca ibérica, así como en la zona de estudio, los depósitos de esta etapa de post-rifting yacen de manera discordante sobre sedimentos del Cretácico Inferior, Jurásico, Triásico y Paleozoico, que incluye también rocas ígneas y metamórficas. Sobre esta discordancia, los primeros depósitos que sedimentaron en prácticamente toda la cuenca ibérica fueron arenas en facies Utrillas, cuya edad varía desde el Albiense superior al Cenomaniense según el área de la cuenca ibérica en la que nos encontremos (Alonso *et al.*, 1987a, 1987b; García *et al.*, 1989; Alonso *et al.*, 1993; Salas *et al.*, 2001; Gil *et al.*, 2004). Posteriormente tuvo lugar la transgresión del Cenomaniense, relacionada con el mayor ascenso eustático de todo el Mesozoico (Haq *et al.*, 1988; Hardenbol *et al.*, 1998). Como resultado de esta transgresión, se desarrollaron amplias y homogéneas plataformas carbonáticas que se extendieron por toda la cuenca ibérica y fueron más extensivas que los depósitos del Cretácico Inferior y que las plataformas del Jurásico (Alonso *et al.*, 1987a, 1987b; Alonso *et al.*, 1993; Segura *et al.*, 2002; García *et al.*, 2004). Estas plataformas carbonáticas conectaron los dominios del Atlántico y del Tethys (Alonso *et al.*, 1987a, 1987b; Alonso *et al.*, 1993; Salas *et al.*, 2001).

Durante esta segunda etapa de post-rifting, los sedimentos del sector oriental de la cuenca de Cameros previamente depositados durante el Jurásico terminal-Cretácico Inferior sufrieron un episodio de metamorfismo que alcanzó temperaturas máximas en torno a los 350-410°C (p. ej. Casquet *et al.*, 1992; Alonso-Azcárate *et al.*, 1995a, 1999a; Barrenechea *et al.*, 1995, 2000, 2001; Mata, 1997; Mantilla-Figueroa *et al.*, 1998, 2002; Mata *et al.*, 2001; del Río, 2009; González-Acebrón, 2011, 2012). La edad de este evento tectonotermal ha sido datada como de hace 106 a 86 Ma (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2002; Mas *et al.*, 2002a; del Río, 2009), es decir, desde el Albiense superior al Coniaciense, coincidiendo con la apertura del golfo de Vizcaya, el magmatismo alcalino del Pirineo (Montigny *et al.*, 1986) y el metamorfismo asociado al funcionamiento de la falla norpirenaica (Banda *et al.*, 1986; Cuevas *et al.*, 1997).

1.2.2.E. Inversión de la cuenca ibérica

Durante el Paleógeno y Mioceno inferior, asociado a la Orogenia Alpina, se produjo la compresión e inversión de la cuenca ibérica (Álvaro *et al.*, 1979; Capote, 1983; Guimerà y Álvaro, 1990), dando lugar a lo que hoy en día conocemos como las cordilleras ibérica y costero-catalana (Fig. 1.2.A). La estructura resultante en la cordillera ibérica se puede describir como un cinturón de pliegues y cabalgamientos cuya estructura general está definida por dos ramas de dirección Noroeste-Sudeste (Salas *et al.*, 2001). Muchas de las estructuras de estas cadenas involucran

al basamento varisco y se interpretan como asociadas a las fallas extensivas principales que limitaban las cuencas del Sistema de *Rift* Mesozoico Ibérico (Álvaro *et al.*, 1979; Guimerà y Álvaro, 1990; Salas *et al.*, 2001). Relacionadas con esta tectónica compresiva, se formaron las cuencas terciarias del Ebro, Duero, Almazán y Tajo (p. ej. Alonso *et al.*, 1996; Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997; Casas-Sainz *et al.*, 2000; Pardo *et al.*, 2004; Alonso-Gavilán *et al.*, 2004; Alonso-Zarza *et al.*, 2004).

1.2.2.E.1. Rasgos estructurales de la cuenca de Cameros

Durante el Paleógeno, y hasta el Mioceno inferior-medio, la cuenca de Cameros, incluida en la Unidad Tectónica alpina de Cameros, de mayor tamaño que la cuenca sedimentaria, fue invertida debido a la compresión pirenaica (Casas-Sainz, 1990; Casas-Sainz y Simón-Gómez, 1992; Guimerà *et al.*, 1995). La Unidad Tectónica incluye el relleno de la cuenca finijurásica-eocretácica, su sustrato mesozoico y el basamento varisco y separa las cuencas terciarias del Ebro y Almazán (Fig. 1.4, 1.7). La Unidad Tectónica tiene una orientación aproximada Este-Oeste y sus dimensiones son de, al menos, 150 km de longitud y 80 km de anchura. Al norte, la estructura de la Unidad Tectónica de Cameros está caracterizada por una lámina de cabalgamiento principal neoformada (Fig. 1.7) de desplazamiento horizontal mínimo de 28 km hacia el norte, que cabalga sobre la cuenca terciaria del Ebro (Mas *et al.*, 2002a). Este plano de falla neoformado estaría localizado en el extenso nivel de materiales de facies Keuper del sustrato mesozoico (Fig. 1.7). Al sur, la estructura se caracteriza por un sistema de abanico imbricado de cabalgamientos y pliegues de propagación (Fig. 1.7.A, B) que invade las cuencas terciarias de Almazán y Duero (Mas *et al.*, 1993; Guimerà *et al.*, 1995; Mas *et al.*, 2003). Como resultado, la Unidad Tectónica de Cameros presenta una estructura de tipo *pop-up* (Guimerà *et al.*, 1995).

Durante la inversión tectónica de la cuenca de Cameros tuvo lugar un segundo evento de metamorfismo, datado en torno a los 40 Ma (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2002). En este caso se alcanzaron temperaturas próximas a los 300°C (Mantilla-Figueroa *et al.*, 2002; González-Acebrón *et al.*, 2011).

1.2.3. Antecedentes bibliográficos

En este capítulo se revisarán cronológicamente los trabajos publicados anteriormente sobre la cuenca de Cameros, en general, y sobre la Secuencia Depositional 3 y el Grupo Oncala, en particular. Estos trabajos tratan aspectos generales de la cuenca o están enfocados más concretamente a la estratigrafía, sedimentología, paleontología, tectónica, diagénesis y/o metamorfismo. Los apartados de este capítulo se han organizado en función de su antigüedad en:

- Publicaciones del siglo XIX, escritas fundamentalmente por autores españoles. La mayor parte son de carácter regional y pertenecen a los Boletines y Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España.
- Publicaciones de 1900 a 1936, realizadas tanto por autores españoles como por autores alemanes y franceses. Generalmente son trabajos de carácter regional, pero algunos se restringen a áreas más concretas. El comienzo de la Guerra Civil Española se establece como límite superior de este período puesto que causó

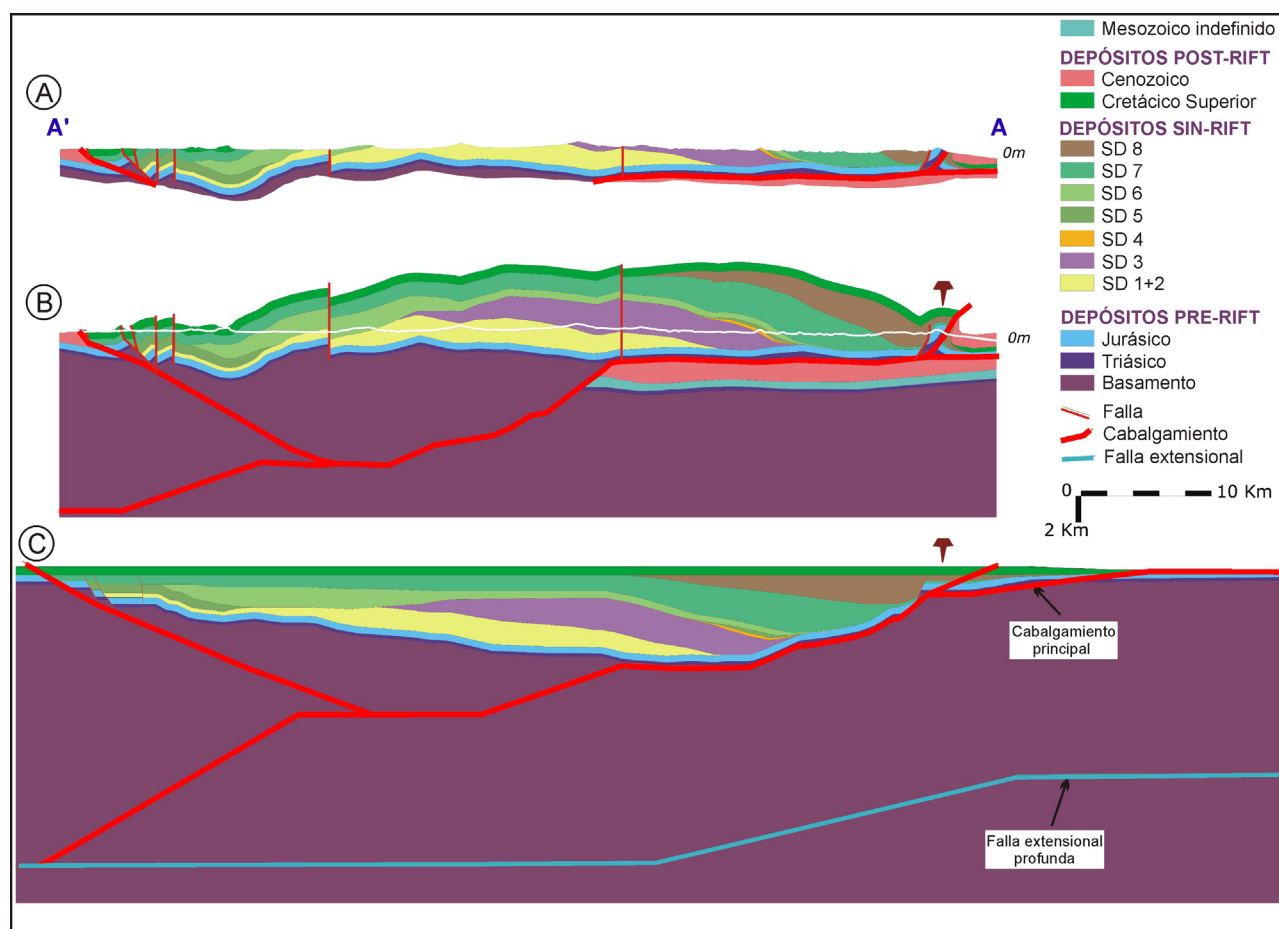


Fig. 1.7. A. Corte geológico de la Unidad Tectónica de Cameros según el perfil topográfico actual, a lo largo de la traza A-A' indicada en la Fig. 1.4. Obsérvese que la Unidad Tectónica de Cameros incluye el relleno de la cuenca de Cameros, su sustrato mesozoico y el basamento varisco. Nótese la lámina de cabalgamiento neoformada localizada en el sustrato triásico en el borde norte de la Unidad Tectónica de Cameros y el sistema de cabalgamientos y pliegues en el borde sur. B. Corte geológico balanceado en el que se ha reconstruido la parte erosionada y la parte más profunda del corte A-A' mostrado en la Fig. A. C. Restitución de la sección A-A' para la etapa anterior a la inversión de la cuenca. Obsérvese que la cuenca de Cameros se formó sobre una rampa desarrollada en una falla extensional subhorizontal situada en el zócalo. Modificado de Omodeo-Salé et al. (2014).

la interrupción de las publicaciones de geología.

- Publicaciones de 1940 a 1980, la mayor parte de ellas escritas por geólogos alemanes y franceses y encaminadas al estudio lito- y bioestratigráfico del Jurásico y Cretácico inferior de la cordillera ibérica norte y cuenca de Cameros. Además de varios trabajos de carácter regional, se realizaron varias tesis doctorales. La denominación de muchas de las unidades del Jurásico y Cretácico que fueron definidas en varias de estas tesis doctorales se continúan utilizando en la actualidad.
- Publicaciones de 1980 a la actualidad. A partir de los años 80 se produce una gran proliferación de trabajos sobre la estratigrafía, sedimentología, tectónica y metamorfismo de la cuenca de Cameros, incluyendo trabajos centrados en aspectos concretos de las distintas unidades de la cuenca. Se intentará dar una idea general de los avances más importantes en el estudio de la cuenca durante este periodo y, en especial, del Grupo Oncala.

1.2.3.A. Publicaciones del siglo XIX

La primera cita que se ha encontrado se refiere a la geología de la zona del Moncayo (Ezquerro, 1841). Interpreta las calizas del área del Moncayo como carboníferas y los materiales infrayacentes, aflorantes en la zona sureste del Moncayo, como devónicos. Señala que la sierra de Cameros también está constituida por rocas carboníferas, especialmente calizas pero también arcillas, areniscas y conglomerados.

Durante la segunda mitad del siglo XIX se comenzaron a editar los boletines y memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España. Aránzazu (1877) hace una descripción física y geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. Urrutia (1878) hace una síntesis de los minerales, rocas y fósiles encontrados en la provincia de Logroño.

En 1882, Palacios describe las piritas presentes en los materiales situados al norte del Moncayo, que considera jurásicos. Palacios y Sánchez Lozano, en 1885, reconocen la presencia de materiales wealdenses en las provincias de Soria y Logroño, los describen extensamente distinguiendo varias unidades litoestratigráficas y les atribuyen vagamente un origen deltaico. También hacen alusión a los fósiles y minerales encontrados en estos depósitos. Palacios (1890) realiza un exhaustivo estudio de la geología de la provincia de Soria, levantando el mapa y varios cortes geológicos a escala 1:400000. En este trabajo divide el intervalo Purbeck-Weald en cinco tramos basándose en criterios litoestratigráficos. Este mismo autor, en 1892, estudia la geología del sur de la provincia de Zaragoza, mencionando también algunos afloramientos de la provincia de Soria.

Sánchez Lozano (1894), también en las Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España, hace un extenso y exhaustivo estudio sobre la geología de la provincia de La Rioja, realizando varios cortes y el mapa geológico a escala 1:400.000. Describe los depósitos y fósiles del Purbeck-Weald, proponiendo que son el resultado de la sedimentación en un lago salobre (aunque también considera la posibilidad de que se tratara del fondo de un estuario), y los subdivide en los 5 mismos tramos que propuso Palacios (1890) en Soria.

Mallada (1884, 1885, 1887) hace una enumeración y descripción de los fósiles del Jurásico, Triásico y Jurásico y “Cretáceo” inferior de España.

Por último, a finales del siglo pasado, varios investigadores franceses (Chudeau, 1896; Lazarret, 1896; Derreims, 1898) realizaron sus tesis doctorales sobre la geología de Burgos, Soria, Logroño, Álava y el sur de Aragón.

1.2.3.B. Publicaciones de 1900 a 1936

A comienzos del siglo XX se publicaron varios trabajos sobre la geología del Moncayo (Vicente, 1903a; Gómez de Llarena, 1917; Palacios, 1917; Navás, 1926, 1931) y la zona de Ortigosa de Cameros (Vicente 1903b). Otros trabajos de autores españoles de comienzos del siglo XX de interés son los de Mallada (1904), donde analiza desde un punto de vista estratigráfico, petrográfico y paleontológico los depósitos del “Infracretáceo y Cretáceo” de la península ibérica, dedicando un extenso capítulo a la región de Cameros, y los de San Miguel (1921), donde estudia el Cretácico del este de Burgos, atribuyendo a parte de los depósitos estudiados una edad cretácica inferior y relacionándolos con los depósitos próximos de la provincia de Soria.

Durante los años 20, Joly (1922a; 1922b; 1923a; 1923b) pronunció en la Academia de Ciencias de París, una serie de conferencias sobre la geología y estratigrafía de algunas áreas de la cadena celtibérica, incluyendo las provincias de Soria, Zaragoza y La Rioja. Joly (1922a) observa en estas provincias “una emersión jurásica, seguida de un régimen de lagunas y estuarios y de mar abierto durante el Cretácico” y asigna una edad eocena terminal al plegamiento pirenaico de esa zona. Este mismo autor presentó un amplio trabajo sobre la geología de la cadena celtibérica en el Congreso Internacional de 1926 celebrado en Madrid, que fue publicado en 1927. En él hace una descripción de la estratigrafía del Paleozoico y sobre todo del Mesozoico, así como de la tectónica e historia geológica de las provincias anteriormente citadas. Este autor considera que las series triásicas, jurásicas y cretácicas son concordantes, debiéndose las lagunas sedimentarias existentes a “los movimientos del mar provocados por débiles movimientos del suelo”.

Royo y Gómez (1926) en un trabajo sobre los vertebrados del Weald de España describe restos de tortuga, cocodrilos y dinosaurios en el norte de la provincia de Soria. Este mismo autor, en 1927, expone las generalidades del Weald español y concluye que, para esta época, España parece pertenecer a una provincia faunística distinta que el resto de Europa Occidental.

A finales de los años 20 y principios de los años 30, varios autores alemanes publicaron sus trabajos sobre la cadena ibérica norte y/o la Demanda. Lotze (1929) estudió fundamentalmente la estratigrafía y tectónica del Paleozoico de la cadena ibérica; Schriel (1930) estudió la estratigrafía y tectónica de la sierra de la Demanda y de los montes Obarenes; Richter (1930) estudió la geología de la cadena ibérica entre el valle del río Jalón y la sierra de la Demanda. Finalmente Richter y Teichmüller (1933) realizaron una síntesis en la que tratan aspectos estratigráficos, paleogeográficos y tectónicos de la cadena ibérica.

Durante esta época, también hay que destacar los trabajos publicados por el geólogo francés Fallot (1931), quien realiza un estudio sobre el Cretácico de Soria en el que se incluye una breve descripción del Cretácico Inferior presente junto a la ciudad de Soria, y los investigadores españoles Sáenz García (1932), quien sigue utilizando la subdivisión litoestratigráfica de las facies wealdicas de la zona de Cameros en las cinco unidades propuestas por Palacios (1890) y Sánchez Lozano (1894), y Olagüe (1935, 1936), el cual lleva a cabo un exhaustivo estudio sobre la estratigrafía del Jurásico de La Rioja.

1.2.3.C. Publicaciones de 1940 a 1980

Las primeras publicaciones tras la Guerra Civil son las de Aitken (1942; 1946), en las que estudia la tectónica del borde norte de la sierra de la Demanda, y Saenz García (1942, 1945, 1948), en donde se vuelve a abordar la problemática del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la provincia de Soria. Basándose en los datos existentes, Saenz García (1955) dicta una conferencia divulgativa en la que interpreta el Weald como formado en un gran lago. Este mismo autor, en 1957, estudia los alrededores de Soria y describe depósitos “purbeckenses” y “wealdicos” formados en un régimen lagunar y continental sobre las calizas marinas del Jurásico Superior.

En esta época comienza a considerarse la región como interesante para la exploración de hidrocarburos, por lo que Gavalá y Ríos (1955) publican un resumen de los resultados obtenidos en el sondeo de Castilfrío-1.

Lotze (1955) lleva a cabo un estudio de carácter regional centrado en las cadenas paleozoicas celtibéricas, donde indica que al norte del Moncayo no puede reconocerse una discordancia entre el Jurásico y el Cretácico. En el mismo sentido se pronuncian Quintero y Trigueros (1956), quienes además incluyen la parte inferior de los materiales continentales en el Jurásico. Depape y Doubinger (1956) estudian la flora encontrada en la zona de Ortigosa e indican la gran similitud de ésta con las contemporáneas de Norteamérica y Europa, que consideran como característica de regiones tropicales o subtropicales. En un estudio de carácter regional, Riba y Ríos (1961) indican la existencia de importantes espesores de sedimentos del Cretácico Inferior en las “cubetas del Moncayo y del Maestrazgo”, separadas por el “umbral de Ateca”.

En los años 50 se iniciaron en la Universidad de Bonn varias tesis doctorales sobre la estratigrafía y tectónica del Jurásico y del Cretácico Inferior del NO de la cordillera ibérica y cuenca de Cameros, que se publicaron posteriormente en 1966. A continuación, haremos referencia solo a las que tratan sobre el Jurásico terminal y Cretácico Inferior de la cuenca de Cameros. Beuther (1966) realizó el estudio de las facies Weald y Utrillas del sector occidental de la sierra de Cameros, estableciendo tres grupos estratigráficos (Tera, Oncala y Urbión). Tischer (1966a, 1966b) realizó el estudio del “Weáldico” del sector oriental de la sierra de Cameros, del que destacaba su enorme espesor, las múltiples alternancias laterales y verticales de sedimentación clástica y carbonática de ambientes de agua dulce y salobre y el hecho de que la descarga de sedimentos predominante proceda del oeste a lo largo de todo el registro “weáldico” en este sector. Tischer (1966a, 1966b) subdividió las facies “weáldicas” en cinco unidades, como ya hicieran anteriormente Palacios (1890), Sánchez Lozano (1894) y Sáenz García (1932), si bien este autor dio a estas unidades los nombres formales (Grupos Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván) que todavía hoy se continúan utilizando, aunque adaptados a criterios de estratigrafía secuencial. El Grupo Oncala, objeto de estudio de la presente tesis, fue definido para agrupar fundamentalmente los depósitos carbonáticos inferiores depositados en la cuenca de Cameros. Como se muestra en la Fig. 2.8, la definición original del Grupo Oncala abarcaba también parte de lo que actualmente se considera Grupo Tera (Fig. 1.6). Los depósitos del Grupo Oncala fueron interpretados por Tischer (1966a, 1966b) como formados en un extenso delta fluvial cuyos aportes provenían del oeste, relacionado hacia el noreste con un lago carbonático de aguas tranquilas y una salina en el extremo oriental. Kneuper-Haack (1966), por su parte, estudió la bioestratigrafía del Weald de la sierra de Cameros basándose en la fauna de ostrácodos. Este autor considera que la sedimentación weáldica de la sierra de Cameros comenzó en el Kimmeridgiense y finalizó probablemente en el Valanginiense inferior. Posteriormente, Brenner y Wiedmann (1974) y Brenner (1976) modificaron esta datación asignándole una edad Kimmeridgiense a Barremiense, en base también al análisis bioestratigráfico de ostrácodos.

Por último, Salomon publica su primer trabajo sobre la cuenca de Cameros, de carácter fundamentalmente bioestratigráfico, en 1973. En él indica una posible comunicación entre la cuenca de Cameros y la cantábrica. Valladares-González (1976) realiza su tesis doctoral sobre la sedimentología del Jurásico y del Cretácico del sur de la sierra de la Demanda, interpretando los depósitos “purbeckienses” como formados en una cuenca salobre donde se desarrollaron ambientes mareales. En 1979 Álvaro *et al.* publican su hipótesis sobre la formación de la cuenca ibérica, considerándola como un aulacógeno, limitado por fracturas tardihercínicas reactivadas, que se desarrollaron en cuatro etapas desde el Pérmico superior al Cretácico Superior.

1.2.3.D. Publicaciones de 1980 a la actualidad

A partir de 1980 ha habido una importante proliferación de trabajos sobre la cuenca de Cameros. Debido a la abundancia y diversidad de publicaciones, se revisan dividiéndolas en varios temas: a) tectónica de la cuenca de Cameros, b) estratigrafía y sedimentología de la cuenca de Cameros, c) estratigrafía y sedimentología del Grupo Oncala, y d) metamorfismo en la cuenca de Cameros.

Además de estos trabajos sobre temas concretos de la cuenca, conviene también destacar la publicación, en los años 1980, de las Hojas del Mapa Geológico 1:50000 de la serie MAGNA que comprenden el área de estudio. Debido a su carácter general se describirán en este apartado. En todos estos mapas se emplean los grupos estratigráficos definidos por Tischer (1966a). Cámara y Duránte (1981; 1982) realizan los Mapas Geológicos 1:50.000 de Enciso y Villoslada de Cameros. Estos autores asignan una edad Oxfordiense-Aptiense a los depósitos de relleno de la cuenca de Cameros en esta zona. Más concretamente, datan el Grupo Oncala como Kimmeridgiense-Berriasiense inferior y resaltan la gran variabilidad litológica de esta unidad, desde facies conglomeráticas a calcáreas, y los cambios graduales entre dichas litologías. A grandes rasgos, señalan mayor cantidad de facies siliciclásticas en la parte inferior de la unidad y hacia el oeste, y mayor cantidad de carbonatos en la parte superior y hacia el este. Quintero y Mansilla (1988) realizan el Mapa Geológico 1:50.000 de Vinuesa, cartografiando las discordancias que limitan la base y el techo de los Grupos Tera, Oncala y Urbión. Rey y Rivera (1981a, 1981b) realizan los Mapas Geológicos 1:50.000 de Almarza y Ágreda, representando la enorme variabilidad de facies del Grupo Oncala, al cual asignan una edad Kimmeridgiense-Portlandiense. Durantez *et al.* (1982) realizan el Mapa Geológico 1:50.000 de Cervera del Río Alhama, asignando una edad Oxfordiense-Aptiense al relleno de la cuenca de Cameros de esta zona y, en concreto, una edad Kimmeridgiense superior-Berriasiense inferior al Grupo Oncala.

1.2.3.D.1. Trabajos relativos a la tectónica de la cuenca de Cameros

A partir de los años 80 se han propuesto varias hipótesis que explican la formación, evolución e inversión de la cuenca de Cameros.

Guiraud (1983) y Guiraud y Séguret (1985) proponen el primer modelo para la formación de la cuenca de Cameros. Estos autores interpretan que la formación de la cuenca se debió a la acción de fallas en dirección, con movimiento sinistral, considerándola por tanto como una cuenca de *pull-apart*.

Miegebielle *et al.* (1991, 1993) estudian la individualización, durante el Jurásico, de la cuenca de Cameros mediante fallas conjugadas de dirección NE-SO y ONO-ESE, que actúan como fallas normales y generan un sistema de *horst* y *graben*. Según estos autores, estas fallas fueron posteriormente reactivadas durante la compresión alpina.

Investigadores de la Universidad de Zaragoza también han realizado numerosos trabajos sobre la cuenca de Cameros desde el punto de vista estructural. Casas-Sainz (1990, 1993), Casas-Sainz y Simón-Gómez (1992), Casas-Sainz y Gil-Imaz (1994, 1998), Casas-Sainz *et al.* (1995), Mata *et al.* (2001), Villalán *et al.* (2003) y Casas *et al.* (2009) estudian la estructura de la cuenca de Cameros, proponiendo una hipótesis tanto para la formación como para la inversión de esta cuenca. Estos autores relacionan la formación de la cuenca de Cameros con la existencia en el borde norte de la cuenca de una falla lítrica, con buzamiento hacia el sur, generada a favor de las facies Keuper del

Triásico. Durante la compresión alpina se produjo la inversión total de esta falla con un desplazamiento máximo de 30 km.

Basándose en análisis de esquistosidad, Gil-Imaz y Pocoví (1990; 1994), Gil-Imaz *et al.* (1990), Casas-Sainz y Gil-Imaz (1998) y Gil-Imaz (2001) deducen la existencia de una fase compresiva cretácica, previa a la inversión tectónica de la cuenca de Cameros. Casas-Sainz y Gil-Imaz (1998) y Gil-Imaz (2001) han datado esta fase de plegamiento entre el Aptiense y el Cenomaniense. Según estos autores, la posición de los pliegues, esquistosidad y lineaciones minerales desarrolladas durante esta fase compresiva cretácica fueron posteriormente retocadas durante la inversión alpina.

Mas *et al.* (1993), Guimerá *et al.* (1995), Mas *et al.* (1997) y Omodeo-Salé *et al.* (2014), basándose en el estudio de la estratigrafía, arquitectura deposicional y geofísica de la cuenca de Cameros proponen un modelo para su formación, evolución e inversión. Estos autores consideran la cuenca de Cameros como una cuenca sinclinal formada sobre una rampa, con buzamiento hacia el sur, desarrollada en una falla subhorizontal extensiva situada a varios kilómetros de profundidad, dentro del zócalo (Fig. 1.7.C). El desplazamiento progresivo de esta falla produjo el desarrollo de la cuenca y la progresiva migración de los depocentros, que fueron trasladándose hacia el norte como consecuencia del movimiento del bloque superior de la falla (Fig. 2.5). La inversión de la cuenca tuvo lugar durante el Paleógeno y hasta el Mioceno inferior-medio debido a la compresión pirenaica. Esta inversión se produjo mediante un cabalgamiento neoformado, a favor de la zona de debilidad de las facies Keuper del Triásico superior, en el margen norte de la cuenca (Fig. 1.7).

García-Cuevas y González-Casado (1998), García-Cuevas (2000) y González-Casado y García-Cuevas (2002) estudian venas de calcita en la cuenca de Cameros mediante el análisis de sus orientaciones, los ejes-*c* y las maclas de la calcita con el fin de obtener las medidas de deformación finita de la cuenca. Reconocen la existencia de dos direcciones de extensión (NO-SE y NE-SO) durante la formación de la cuenca y tres direcciones de extensión horizontal mínima (NO-SE, E-O y NE-SO), que relacionan con tres eventos tectónicos diferentes de edad terciaria. De los datos de las venas de calcita deducen además que la inversión de la cuenca se produjo mediante las mismas fallas que controlaron la formación de la cuenca.

1.2.3.D.2. Trabajos relativos a la estratigrafía y sedimentología de la cuenca de Cameros

Salomon (1982a; 1982b; 1983) analiza los depósitos continentales del Jurásico Superior-Cretácico Inferior en la sierra de Cameros y cordillera ibérica noroccidental (en las provincias de Soria y La Rioja) desde un punto de vista sedimentológico y morfoestructural. Este autor divide el relleno de la cuenca de Cameros en tres ciclos diferentes y propone una nueva nomenclatura formal para estas unidades. Además, señala numerosas similitudes entre la cuenca de Cameros y la vasco-cantábrica. Dedicó una buena parte de estas publicaciones a los depósitos estudiados en esta tesis, por lo que se retomarán estas publicaciones en el apartado 1.2.3.D.3.

Mensink y Schudack (1982) estudian el límite Jurásico-“wealdiense” en el sector occidental de la cuenca de Cameros e identifican una laguna estratigráfica entre el Jurásico marino y el continental en la zona más occidental de la cuenca. Schudack (1984; 1987) y Schudack y Schudack (1988; 1989) hacen un estudio bioestratigráfico, basado en carófitas, de los depósitos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior que se apoyan sobre los depósitos del Jurásico

marino en la cordillera ibérica septentrional y sierra de Cameros. Estos autores utilizan para el área de Cameros las unidades del Weald propuestas por Tischer (1966a) y consideran el Grupo Oncala de edad Titónico-Valanginiense y formado en ambientes salobres. Además, Schudack (1987) define, para la zona situada al sur del Moncayo, las Formaciones Bijuesca y Ciria.

Martín-Closas (1989) presenta su tesis doctoral sobre el estudio de las carófitas del Cretácico Inferior en las cuencas periféricas del bloque del Ebro, precisando algunas de las edades propuestas por Schudack (1987) en el área de estudio.

Normati y Salomon (1989) hacen una reconstrucción de los ambientes lacustres de la Formación Sierra de Matute definida por Salomon (1982b) en la cuenca de Cameros. Platt (1989a, 1989b, 1989c, 1990, 1994a, 1994b, 1995) estudia la estratigrafía y sedimentología de los depósitos continentales del Jurásico superior-Cretácico inferior del sector occidental de la cuenca de Cameros. Este autor considera que la sedimentación continental comenzó en este sector durante el Kimmeridgiense superior.

Aurell (1990) considera la base de los depósitos continentales del sur del Moncayo (Fm. Bijuesca) de edad titónica, basándose en los datos bioestratigráficos de las unidades infra- y suprayacente (Kimmeridgiense y Berriasiense inferior y medio, respectivamente) y en la correlación de esta unidad con zonas adyacentes. Este autor sitúa la línea de costa durante el Titónico al sur de la ciudad de Zaragoza. Aurell *et al.* (1994) estudian la relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica de los depósitos del Jurásico terminal-Cretácico Inferior (Secuencia Depositional Titónico-Berriasiense) desde el sur de la provincia de Zaragoza hasta el Maestrazgo, definiendo la evolución de la línea de costa que fue desplazándose progresivamente hacia el sureste.

Destacan también las publicaciones que han realizado los investigadores de la Universidad Complutense de Madrid. Alonso y Mas (1988) describen por primera vez, al sur del Moncayo, depósitos marinos del Aptiense que se apoyan discordantemente sobre la Formación continental de Ciria. Asimismo, sintetizan la evolución sedimentaria y tectónica de esta zona durante el Jurásico superior y Cretácico inferior. Díaz Martínez (1988) estudia el Cretácico Inferior en el sector de Jubera, al norte de la sierra de Cameros. Salinas y Mas (1990) estudian la evolución y relleno de la cubeta lacustre de Cervera del Río Alhama durante la sedimentación del Grupo Urbión.

Clemente (1988, 1989), Clemente y Alonso (1990) y Clemente y Pérez-Arlucea (1993) estudian, desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico, los depósitos continentales del Jurásico Superior-Cretácico Inferior del sector occidental de la cuenca de Cameros, considerando que la sedimentación continental comenzó durante el Titónico.

Gómez Fernández (1992) presenta su tesis doctoral sobre el análisis del relleno de la cuenca de Cameros oriental durante sus primeras etapas (Titónico-Berriasiense), haciendo una subdivisión de estos depósitos en unidades estratigráficas genéticas. Parte de los resultados de esta tesis fueron posteriormente publicados en Gómez-Fernández y Meléndez (1994a, 1994b) y Meléndez y Gómez-Fernández (2000). Gran parte de estas publicaciones está dedicada al estudio del Grupo Oncala, por lo que se volverán a tratar estos trabajos en el apartado 1.2.3.D.3.

Mas y Alonso (1991) y Alonso y Mas (1993) estudian las relaciones entre tectónica, eustatismo y sedimentación en el sector noroccidental de la cuenca de Cameros durante el Cretácico Inferior. Mas *et al.* (1993) hacen una síntesis sobre la evolución tectonosedimentaria de la cuenca de Cameros, distinguiendo seis secuencias

deposicionales desde el Titónico al Albiense inferior.

Martín-Closas y Alonso (1998) realizan un estudio sobre la estratigrafía y bioestratigrafía, basado en carófitas, del sector occidental de la cuenca de Cameros durante el Cretácico Inferior, estableciendo cinco secuencias deposicionales de edad Titónico-Aptiense. Comparan sus datos con los publicados anteriormente en esta zona y correlacionan las unidades estratigráficas entre el sector oriental y occidental de Cameros.

Arribas *et al.* (2002, 2003) modifican la división estratigráfica del relleno del sector occidental de la cuenca de Cameros propuesta por Martín-Closas y Alonso (1998), de forma que reconocen siete secuencias deposicionales en este sector. Además, estos autores relacionan las características petrográficas de los sedimentos de este sector con la configuración paleogeográfica y evolución tecto-sedimentaria de la cuenca.

Por último, el esquema estratigráfico de la cuenca de Cameros en su conjunto es revisado y mejorado en publicaciones posteriores (Mas *et al.*, 2002a, 2003, 2004, 2011), quedando definidas actualmente un total de ocho secuencias deposicionales (Fig. 2.6). De acuerdo con este esquema estratigráfico el Grupo Oncala corresponde a la Secuencia Depositional 3 en el sector oriental de la cuenca.

Benito (2001), en su tesis doctoral, y posteriormente en Benito *et al.* (2001, 2005, 2006) y Benito y Mas (2002a, 2002b, 2006) estudian la evolución sedimentaria y postsedimentaria del Jurásico Superior marino sobre el que comúnmente se apoyan los depósitos de la cuenca de Cameros. La evolución diagenética de dicha unidad está estrechamente ligada al espesor de sedimentos acumulados en la cuenca y al metamorfismo que los afecta.

En los últimos años, se han continuado publicando trabajos de temática estratigráfica y sedimentológica. En 2003, Doublet *et al.* proponen un modelo deposicional para el Grupo Enciso y, un año más tarde, Doublet (2004) presenta su tesis doctoral sobre los controles tectónicos y climáticos en la cuenca de Cameros. Aunque esta tesis no se centra en el Grupo Oncala, sí que incluye algunos apartados sobre esta unidad, a la que asigna una edad Berriasiense-Valanginiense e interpreta como formada en un sistema lacustre salino permanente en el que se registraron dos ciclos evaporíticos separados por un episodio de disolución de las aguas. Además, incluye dentro del Grupo Oncala la Formación Leza, que es una unidad carbonática situada en la zona más septentrional de la cuenca de Cameros (Fig. 1.6). La edad y posición estratigráfica de dicha unidad son controvertidas puesto que algunos autores, como Doublet (2004), interpretan que pertenece al Grupo Oncala y otros, como Mas *et al.* (1993), Martín-Closas y Alonso (1998) y Suarez-Gonzalez *et al.* (2010, 2013), argumentan que forma parte del Grupo Enciso (Secuencia Depositional 7, Fig. 1.6). Esta controversia tiene importantes repercusiones a la hora de interpretar los paleoambientes, paleogeografía y evolución estratigráfica del Grupo Oncala, objeto de estudio de la presente tesis.

A comienzos del siglo XXI se publican varios trabajos sobre la procedencia y diagénesis de las areniscas de Cameros: Najarro (2005) y Najarro *et al.* (2005), acerca del Grupo Oliván; Ochoa *et al.* (2005, 2007) y Ochoa (2006), acerca del Grupo Urbión; Arribas *et al.* (2007a, 2007b), sobre el sector noroccidental de la cordillera ibérica y el relleno de la cuenca de Cameros; y González-Acebrón *et al.* (2007, 2010a, 2010b) y González-Acebrón (2010), acerca del Grupo Tera.

A partir de 2006, Bermúdez-Rochas *et al.* (2006), Bermúdez-Rochas (2009, 2010, 2012) y Bermúdez-Rochas y Poyato-Aiza (2010) han realizado varios trabajos sobre peces y tiburones del Jurásico Superior-Cretácico Inferior de la península ibérica y, en concreto, de la cuenca de Cameros, donde se encuentran asociaciones de estos fósiles

muy ricas en diversidad y número de ejemplares. Las asociaciones de fósiles encontradas muestran semejanzas con las encontradas en otras localidades de España y también con las especies europeas; de hecho, algunos ejemplares presentan mayores similitudes con especies europeas que con las de Iberia.

Schudack y Schudack (2009) analizan las asociaciones de ostrácodos del Cretácico Inferior de la cuenca ibérica con el fin de contribuir a la correlación cronoestratigráfica de las variadas unidades, predominantemente no marinas, de las subcuencas de Cameros, Maestrazgo y suribérica.

En 2010, Clemente publica una revisión sobre la estratigrafía de la cuenca de Cameros, basada en gran parte en datos bibliográficos, en la que se busca unificar la terminología de los sectores occidental y oriental. En este trabajo también se incluye la formación Leza como parte del Grupo Oncala.

En los últimos años, Suarez-Gonzalez *et al.* (2010, 2013, 2014, en prensa) han publicado varios trabajos sobre la Formación Leza que suponen importantes avances en el estudio de esta controvertida unidad. La Formación Leza (Fig. 1.6) es una unidad carbonática depositada en una serie de cubetas tectónicas situadas a lo largo del borde norte de la cuenca de Cameros. Aunque tradicionalmente había sido interpretada como formada en ambientes lacustres con incursiones marinas esporádicas, los datos aportados por estos autores indican que fue depositada en un sistema de humedales costeros con influencia de agua dulce y de agua marina. Gracias al estudio cronoestratigráfico de los fósiles marinos de dicha formación y las relaciones laterales con las unidades adyacentes, Suarez-Gonzalez *et al.* (2010; 2013) han logrado determinar que la Formación Leza es de edad Barremiense superior-Aptiense inferior y que forma parte del Grupo Enciso (Fig. 1.6), descartándose las interpretaciones que incluían dicha formación dentro del Grupo Oncala, objeto de estudio de la presente tesis. En estos trabajos también se analizan los controles tectónicos y eustáticos que afectan a la Formación Leza (Suarez-Gonzalez *et al.*, 2013), y se estudian las microbialitas presentes en dicha unidad (Suarez-Gonzalez *et al.*, 2014, en prensa).

Sacristán-Horcajada *et al.* (2012) analizan los sistemas lacustres asociados a los estadios iniciales del *rifting* de la cuenca de Cameros en su sector occidental. Estos autores describen claras evidencias de influencia marina en los sedimentos de la Secuencia Depositional 3 de esta área, que son, al menos en parte, coetáneos del Grupo Oncala del sector oriental (Fig. 1.6).

Recientemente, Angulo y Muñoz (2013) han publicado un trabajo en el que analizan la periodicidad climática de baja frecuencia registrada en el Grupo Enciso.

Por último, hay que destacar la enorme proliferación de publicaciones dedicadas al estudio de las icnitas de dinosaurios y otros vertebrados presentes en la cuenca de Cameros. Debido al enorme número de artículos sobre este tema, no podemos hacer referencia a todos ellos sino que enumeramos tres trabajos de recopilación en los que se pueden encontrar referencias a artículos más específicos. Estos trabajos recopilatorios importantes son los de Pérez-Lorente (2002), Hernández *et al.* (2005-2006) y Moratalla y Hernán (2010).

1.2.3.D.3. Trabajos relativos a la estratigrafía y sedimentología del Grupo Oncala

Los primeros trabajos sobre el Grupo Oncala de la década de los 80 fueron los realizados por Salomon

(1982a; 1982b; 1983). Este autor incluye los depósitos considerados hoy en día del Grupo Oncala dentro del ciclo II de edad Berriasiense definido por él mismo (Fig. 1.8), y más concretamente corresponden a las fases C y D de dicho ciclo (Fig. 1.8), a las que asigna una edad Berriasiense superior (Salomon, 1982b). Este autor describe cambios laterales de facies graduales tanto en los depósitos de la fase IIC como en los de la IID (Fig. 1.8). En el caso de la fase IIC, estratigráficamente inferior, interpreta que los sedimentos se depositaron en un sistema fluvio-lagunar en el que los ambientes fluviales se situaban en la zona occidental, una laguna permanente se desarrollaba en la zona central y una sabkha se formaba en la zona más oriental. La fase IID, estratigráficamente superior, aparece únicamente en las zonas central y oriental del área de estudio y lo interpreta como formado en una sabkha. Además, basándose en criterios litoestratigráficos, Salomon (1982b) define siete formaciones en lo que hoy se considera Grupo Oncala, cinco formaciones pertenecientes a la fase IIC y dos a la fase IID (Fig. 1.8).

Aunque los trabajos de Guiraud (1983) y Guiraud y Seguret (1985) no se centraban en el estudio del Grupo Oncala, estos autores presentan una cartografía y un cuadro estratigráfico del sector oriental de la cuenca de Cameros de gran utilidad para los autores posteriores. En este cuadro estratigráfico (Fig. 1.8) se hace corresponder el Grupo Oncala a su Ciclotema II, dividido a su vez en dos fases prácticamente iguales que las de Salomon (1982a, 1982b). Sin embargo, Guiraud y Seguret (1985) simplifican enormemente el número de formaciones, dejando únicamente tres. La fase II₁, estratigráficamente inferior, contiene la Formación Huérteles, predominantemente siliciclástica, y la Formación Aguilar, predominantemente carbonática (Fig. 1.8). La fase II₂ comprende únicamente la Formación Valdeprado, compuesta por carbonatos yesíferos laminados (Fig. 1.8).

Gómez-Fernández (1992) y Gómez-Fernández y Meléndez (1994a) retomaron y revisaron el término “Grupo Oncala” acuñado por Tischer (1966a) de manera que incluyera únicamente los sedimentos correspondientes a la Secuencia Depositional 3 del sector oriental de la cuenca de Cameros (Fig. 1.8). Los depósitos considerados como Grupo Oncala por Tischer (1966a) que no pertenecen a dicha secuencia deposicional, sino a las secuencias 1 y 2, fueron incluidos en el “Grupo Tera” por Gómez-Fernández (1992) y Gómez-Fernández y Meléndez (1994a). Esta definición del Grupo Oncala es la que se usa generalmente en la actualidad y también en la presente tesis. Gómez-Fernández (1992) y Gómez-Fernández y Meléndez (1994a) dividen el Grupo Oncala en dos aloformaciones separadas por una discontinuidad. La Aloformación Huérteles, estratigráficamente inferior, no está presente en la zona occidental, mientras que la Aloformación Valdeprado aparece en todo el sector (Fig. 1.8). Ambas aloformaciones contienen depósitos siliciclásticos y carbonático-evaporíticos lateralmente relacionados (Fig. 1.8). Gómez-Fernández (1992), Gómez-Fernández y Meléndez (1994b) y Meléndez y Gómez-Fernández (2000) interpretaron que la Aloformación Huérteles fue depositada en un sistema de *playa-lake* ocupado por llanuras fangoso-arenosas hacia el oeste y por lagos salinos en el este. La Aloformación Valdeprado, en cambio, la interpretaron como formada en lagos carbonáticos profundos que pasaban a sistemas fluviales hacia la zona occidental (Gómez-Fernández, 1992; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000).

Alonso-Azcárate *et al.* (2006) analizan las composiciones isotópicas de azufre, oxígeno y estroncio de los yesos de la zona oriental del Grupo Oncala e interpretan que las señales isotópicas del azufre ($\delta^{34}\text{S} = +17,8-20,3\text{‰}_{\text{V-CDT}}$, valor medio = $+18,2\text{‰}_{\text{V-CDT}}$) y del estroncio (valor medio $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707915 \pm 0,000033$) son sinsedimentarias, mientras que las del oxígeno ($\delta^{18}\text{O} = +19,5-23,6\text{‰}_{\text{V-SMOW}}$, valor medio = $+21,7\text{‰}_{\text{V-SMOW}}$) se reequilibraron durante el metamorfismo de bajo grado. Estos autores interpretan que probablemente la fuente principal de sulfato fueran las evaporitas triásicas cercanas a la cuenca (con $\delta^{34}\text{S} \approx 14,5\text{‰}_{\text{V-CDT}}$) y que la composición isotópica fue modificada por sulfato-reducción bacteriana en el cuerpo de agua donde precipitaron los yesos berriasienses. Sin embargo, también sugieren que el mar berriasiense podría haber sido una fuente adicional de sulfato en la cuenca. En cuanto a los

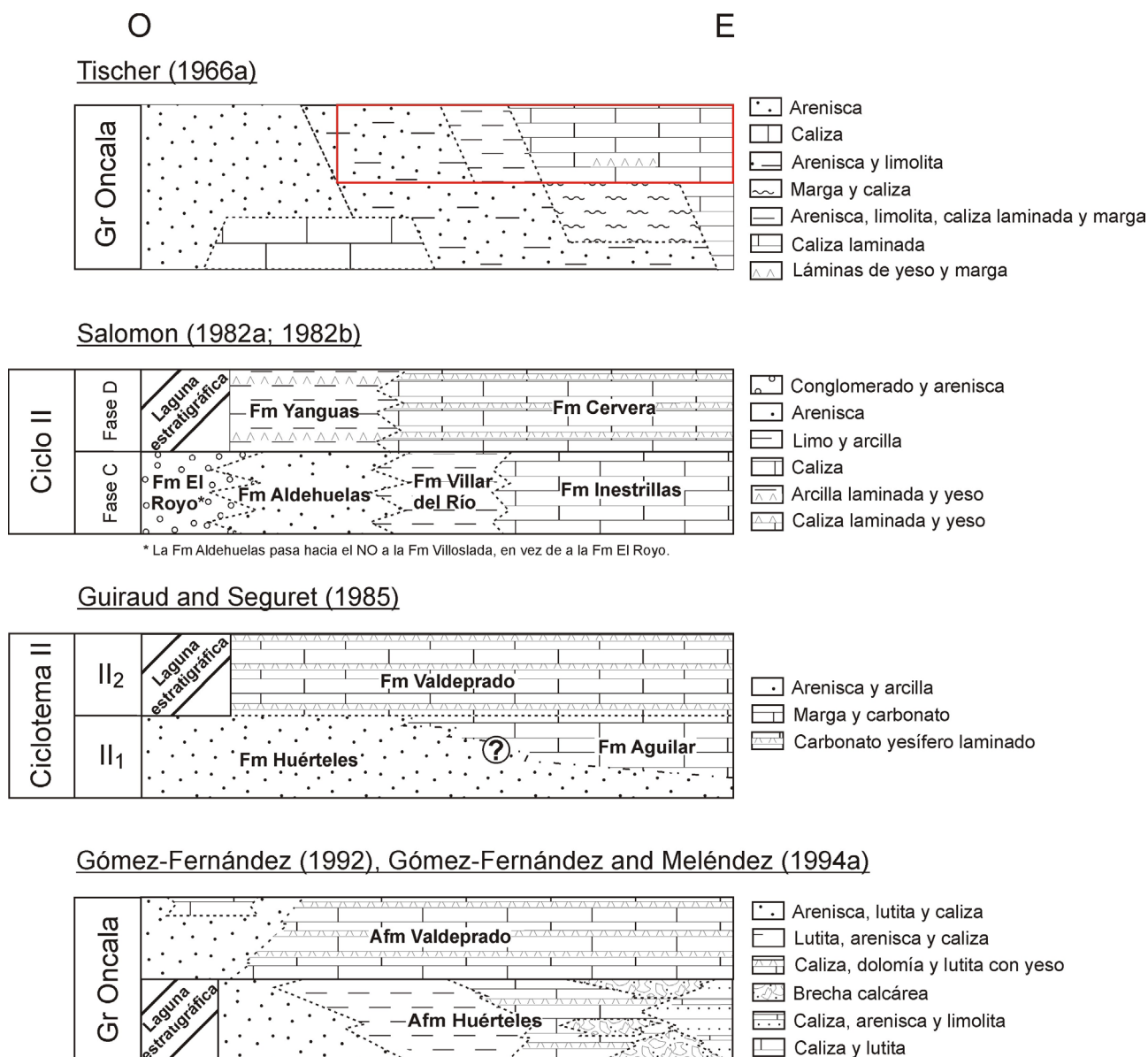


Fig. 1.8. Subdivisiones propuestas para el Grupo Oncala por diversos autores. El rectángulo rojo en el cuadro que muestra las subdivisiones de Tischer (1966a) señala los depósitos que actualmente se consideran parte del Grupo Oncala y el resto de los depósitos se incluyen en la actualidad en el Grupo Tera (ver Fig. 1.6). El uso que actualmente se hace de los términos Grupo Oncala y Grupo Tera fue propuesto por Gómez-Fernández (1992).

valores altamente radiogénicos de la composición isotópica del estroncio, interpretan que se debe a la llegada a la cuenca de aguas procedentes de la erosión de basamento varisco.

Schudack y Schudack (2009), en su artículo sobre la bioestratigrafía de ostrácodos de la cordillera ibérica, asignan una edad berriasiense al Grupo Oncala. Además, las asociaciones de ostrácodos de esta unidad indican ambientes de aguas mixtas dulces y salobres y algunas incursiones marinas en la parte alta del Grupo Oncala.

López-Elorza (2013) analiza la procedencia y diagénesis de los materiales siliciclásticos del extremo occidental del Grupo Oncala.

Por último, cabe señalar los estudios paleoicnológicos dedicados a las huellas de dinosaurios del Grupo

Oncala realizados en los últimos años. Moratalla y Hernán (2010) analizaron las direcciones de movimiento de los dinosaurios a partir de sus rastros y determinaron que estas direcciones estaban condicionadas por los cinturones paleoambientales del Grupo Oncala. Pascual-Arribas y Sáenz-Pérez (2000) y Pascual-Arribas y Hernández-Medrano (2012) publican dos trabajos sobre las huellas de pterosaurio en el Grupo Oncala, el cual contiene una de las colecciones más importantes de este tipo de icnitas del mundo. Pascual *et al.* (2012) encuentran en el Grupo Oncala la primera huella de estegosaurio de edad cretácica de Europa. Castanera *et al.* (2010, 2012, 2013, 2014) publican varios trabajos acerca de las icnitas saurópodos del Grupo Oncala, que incluye la diferenciación de cuatro morfotipos de icnitas saurópodos, la revisión de la icnoespecie *Therangospodus oncalensis* y el análisis del comportamiento etológico de los saurópodos de esta unidad. Además, también es destacable el trabajo de Pascual-Arribas *et al.* (2007) sobre un ejemplar de *Lepidotes* sp. encontrado en las calizas laminadas de la Fm. Valdeprado, junto a la localidad de La Cuesta (Soria).

1.2.3.D.4. Trabajos relativos al metamorfismo de la cuenca de Cameros

Los primeros trabajos sobre el metamorfismo de la cuenca de Cameros de la década de los 80 son los realizados por los autores franceses Guiraud y Séguret (1985) y Golberg *et al.* (1988). Guiraud y Séguret (1985) calcularon que las temperaturas alcanzadas durante el metamorfismo fueron de entre 420°C y 520°C y le asignaron de manera tentativa una edad finijurásica-eocretácica. Estos autores interpretan que es un metamorfismo de enterramiento con valores de gradiente geotérmico típicos de cuencas de *pull-apart*. Golberg *et al.* (1988) dan la misma interpretación al metamorfismo de la cuenca de Cameros, pero aportan datos más exactos sobre la temperatura máxima (de 400°C) y la edad (Albiense).

En relación con el metamorfismo, Mata (1997), Casas-Sainz y Gil-Imaz (1998) y Mata *et al.* (2001) sostienen la idea de un metamorfismo de enterramiento, provocado por una anomalía térmica ligera ligada a la extensión de la cuenca, dentro de un régimen generalizado de *rift*. Mata (*op. cit.*) estima unas condiciones para este metamorfismo en la zona más profunda de 1,5Kb y 350°C. Este autor, además, considera que la formación de las piritas de la cuenca ha pasado, al menos, por tres etapas de evolución: la primera relacionada con la presencia de piritas tempranas, la segunda ligada a la movilización y aporte de sulfatos desde niveles inferiores durante la diagénesis temprana y la tercera, que formó los grandes cristales, ligada al retrometamorfismo y génesis de cookeita.

Casquet *et al.* (1992) estudian el metamorfismo de la cuenca considerándolo como de carácter hidrotermal y desarrollado con posterioridad al relleno de la cuenca, hace 108-86 Ma, y bajo unas condiciones de presión y temperatura de 1Kb y 340°C, respectivamente.

Barrenechea (1994), en su tesis doctoral, y posteriormente Barrenechea *et al.* (1995, 2000, 2001) hacen un estudio sobre la evolución de la mineralogía de arcillas en los materiales de los Grupos Tera, Oncala y Urbión. Estos autores concluyen que las condiciones metamórficas son mayores en los sectores donde los niveles de arenisca, más permeables, son abundantes, respecto de los sectores donde predominan las facies lutíticas, menos permeables, debido a la mayor facilidad para el paso de los fluidos hidrotermales de las primeras.

Alonso-Azcárate (1997), en su tesis doctoral, y posteriormente Alonso-Azcárate *et al.* (1995a) estudian la evolución de los minerales de la arcilla del Grupo Enciso, así como las piritas que de forma abundante se encuentran

en la cuenca. En relación con la mineralogía de arcillas, estudian las condiciones metamórficas alcanzadas por el Grupo Enciso, concluyendo que las máximas condiciones corresponden a las zonas depocentrales, y señalando también la importancia que tiene la presencia de carbonatos en el proceso de ilitización. En relación al estudio de las piritas Alonso-Azcárate (1997) y Alonso-Azcárate *et al.* (1995b; 1999b; 1999b; 1999d; 2001; 2002) elaboran un modelo para su formación en el que el azufre procedería en parte de las piritas tempranas de la cuenca y en parte de niveles inferiores (sulfatos de la facies Keuper y del Grupo Oncala), y el hierro procedería de la sulfurización de las cloritas ferrosas de la matriz que contiene a las piritas, estimando una temperatura de formación en función del par sulfato-sulfuro de unos 360°C. Asimismo, se da una explicación para la variación morfológica de las piritas que estaría en función de la sobresaturación y el tipo de facies en las que se presentan. Además, Alonso-Azcárate *et al.* (2001) estudian las reacciones redox de azufre que afectaron a los sulfatos del Grupo Oncala durante el metamorfismo de bajo grado.

Mantilla-Figueroa (1999), en su tesis doctoral, así como Mantilla-Figueroa *et al.* (1998, 1999, 2002) estudian el metamorfismo de la cuenca desde un punto de vista petrológico, geoquímico y geocronológico. En estos trabajos se estiman las temperaturas máximas para el Grupo Oncala y Urbión basándose en el estudio de las inclusiones fluidas y que serían de 210° y 350-370°C, respectivamente. Según estos autores, este hecho demuestra una clara inversión termal de la cuenca. Asimismo, asignan, con el método de K/Ar, una edad para el metamorfismo y la esquistosidad de fractura de 108-85 Ma. Mantilla-Figueroa (1999) y Mantilla-Figueroa *et al.* (2002) también describen un segundo evento hidrotermal asociado a la compresión alpina.

En su tesis doctoral, Ochoa (2006) identifica los componentes metamórficos en el Grupo Urbión, resultado de la circulación de fluidos hidrotermales en el Cretácico Superior: cemento de cuarzo, clorita, cloritoide, piritita y albita. Esta autora estudió las inclusiones fluidas del cuarzo hidrotermal obteniendo que este cuarzo precipitó a una temperatura de unos 175°C. También se han obtenido valores de temperatura de precipitación de la clorita hidrotermal según el contenido en Al^{IV}, que indican un gradiente de temperatura desde la zona de San Pedro Manrique (mayor temperatura, 193°C) hacia el sector norte de la cuenca (menor temperatura, 141°C).

En su tesis doctoral, del Río (2009) mantiene la interpretación de un metamorfismo cretácico controlado por el enterramiento y el adelgazamiento litosférico producido durante la extensión. Sin embargo, admite flujo de fluidos termales en algunas áreas específicas para explicar las altas temperaturas alcanzadas en las partes más profundas de la cuenca.

González-Acebrón (2010), en su tesis doctoral, y posteriormente en González-Acebrón *et al.* (2011, 2012), reconocen los eventos hidrotermales descritos anteriormente utilizando la petrografía y microtermometría de las inclusiones fluidas de cementos de cuarzo sintaxiales y de fracturas y de remplazamientos de cuarzo y calcita en pseudomorfos de yeso, y realizando un análisis de la variación con la profundidad del $\delta^{18}\text{O}$ de los cementos de calcita ferrosa en los rellenos de fractura. También han observado importantes diferencias de temperatura entre la roca caja y los rellenos de las fracturas debidas probablemente a la baja permeabilidad de la roca caja.

Por último, Omodeo-Salé *et al.* (2012) presenta modelos 1D de la evolución térmica en una serie de pozos virtuales en la cuenca de Cameros que muestran las variaciones de temperatura en profundidad y a lo largo del tiempo. Analiza la temperatura alcanzada debido al enterramiento únicamente y la alcanzada como resultado del hidrotermalismo.

1.3. Metodología

1.3.1. Recopilación bibliográfica

La labor de recopilación bibliográfica fue la primera tarea con la que se comenzó este estudio y se ha seguido realizando a lo largo de todo el trabajo hasta la fase última de redacción de esta memoria. Durante las primeras etapas se recopilaban trabajos de carácter general, tanto sobre la cuenca de Cameros y del Grupo Oncala como sobre sedimentología y petrografía. A medida que el estudio fue avanzando, se fueron compilando trabajos más específicos y ampliando los temas de interés respecto a los inicialmente pensados. De este modo, a lo largo de este estudio se han recopilado y analizado trabajos sobre los siguientes temas:

- Geología de la cuenca de Cameros en general y del Grupo Oncala en particular. En el apartado 1.2.3 de antecedentes bibliográficos se recoge un resumen de estos trabajos. Además, también se recopilaban y analizaban trabajos sobre la cuenca ibérica para entender el contexto regional de la cuenca de Cameros.
- Cartografía geológica regional y local, incluyendo los Mapas Geológicos de España a escala 1:50.000 (MAGNA) que abarcan la cuenca de Cameros y mapas de detalle elaborados en tesis anteriores sobre la zona de estudio (Tischer, 1966a; Salomon, 1982a; Guiraud, 1983; Gómez-Fernández, 1992). Además, se consultaron los MAGNA de toda España en los que aparecen depósitos titónico-berriasienses.
- Sedimentología y petrografía general de depósitos carbonáticos y evaporíticos.
- Sedimentología de depósitos de lagos y lagos costeros carbonáticos y carbonático-evaporíticos. Se hizo especial hincapié en los trabajos sobre depósitos laminados lacustres.
- Sedimentología de depósitos siliciclásticos formados en sistemas mareales, llanuras fangoso-arenosas continentales y sistemas fluviales meandriformes.
- Diagénesis de evaporitas y carbonatos y mecanismos de formación de brechas carbonáticas.
- Geoquímica de isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{34}\text{S}$ y de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en carbonatos y sulfatos.
- Sedimentología, estratigrafía y paleogeografía de depósitos titónico-berriasienses de la península ibérica distintos de los del Grupo Oncala.

1.3.1.A. Terminología empleada

Parte de la labor bibliográfica ha consistido en la recopilación de trabajos sobre la terminología a emplear a la hora de clasificar las rocas carbonáticas, siliciclásticas y sulfáticas y las texturas de neomorfismo. Debido a la gran abundancia de términos y clasificaciones existentes para estos aspectos, se ha considerado oportuno indicar las que han sido utilizadas en este trabajo.

Las rocas carbonáticas se han clasificado de acuerdo a su textura deposicional siguiendo la clasificación de Dunham (1962). Además, el término “micrita” se ha aplicado para describir el carbonato oscuro, de grano fino, formado por cristales generalmente menores a 4 μm (Folk, 1959, 1965; Tucker, 1981). El término “microesparita” se ha empleado para cristales de carbonato de entre 4 y 30 μm (Folk, 1965). Por último, los cristales de calcita neomórfica de más de 30 μm se han denominado “pseudoesparita” (Folk, 1965).

Las rocas siliciclásticas se han clasificado según el tamaño de los granos que las componen, siguiendo la nomenclatura de Wentworth (1922).

Los yesos preservados en el Grupo Oncala se han clasificado siguiendo la clasificación propuesta por Ciarapica *et al.* (1985), que se basa únicamente en aspectos descriptivos (forma, dimensiones, orientaciones y límites de los cristales) y evita connotaciones interpretativas como la distinción entre yeso primario y secundario.

El término “(yeso)arenita” de la clasificación de Zuffa (1980) se ha usado en esta tesis para describir rocas formadas por granos de yeso detrítico, posteriormente remplazados por calcita, y peloides micríticos. Según Zuffa (1980), el término “arenita” debe emplearse para rocas compuestas de granos de entre 0.0625 y 2 mm de diámetro independientemente de su composición y origen. Aunque la clasificación de Zuffa (1980) no se ha usado para las demás litologías descritas en esta tesis, se ha juzgado conveniente usarla para esta litología en concreto, puesto que el término “gipsarenita” o “yesoarenita” es el más ampliamente usado para describir rocas formadas mayoritariamente por granos de yeso clástico de entre 2 y 1/16 mm (p. ej. Ciarapica *et al.*, 1985, Gómez-Gras, 1997; Ortí, 2010). Sin embargo, debido a que el yeso no está preservado en estas rocas, se ha preferido indicar su composición original entre paréntesis, es decir, se ha empleado el término “(yeso)arenita”.

En relación a la denominación de los procesos que durante la diagénesis dan lugar a la sustitución de un mineral por otro, se ha utilizado la terminología propuesta por Folk (1965). Así, cuando un mineral sustituye a otro utilizaremos el término “remplazamiento” y cuando el mismo mineral cambia de forma y/o tamaño, utilizaremos el término “neomorfismo”.

Además, el uso de los términos sulfatos “primarios” y “secundarios” es el que típicamente se emplea en la literatura sobre evaporitas (p. ej. Ortí y Rosell, 1997; Warren, 2006). Denominaremos sulfatos primarios a aquellos que nuclean y crecen constituyendo una fase sedimentaria original, p. ej., los formados en el seno de la masa de agua, sobre un fondo deposicional o intersticialmente en el sedimento encajante durante diagénesis muy temprana (Ortí y Rosell, 1997). Se considerarán sulfatos secundarios los que proceden del remplazamiento de una fase mineral precursora (en general, de otro sulfato), independientemente del momento en que haya ocurrido tal remplazamiento (Ortí y Rosell, 1997).

1.3.2. Cartografía geológica

Como parte fundamental de este trabajo se ha realizado la cartografía geológica del Grupo Oncala. Esta tarea se ha ido completando a lo largo de las distintas etapas de desarrollo de la tesis, desde los momentos iniciales para familiarizarse con el área de estudio y seleccionar las secciones y afloramientos donde llevar a cabo las campañas de campo hasta la etapa final para representar los datos obtenidos en el mapa geológico incluido en esta tesis (anexo



Fig. 1.9. Fotografías panorámicas del Grupo Oncala. Obsérvense las excelentes condiciones de afloramiento de los depósitos del Grupo Oncala a lo largo de grandes distancias que permiten estudiar detalladamente los cambios laterales y verticales de facies, la geometría deposicional y las estructuras tectónicas.

1). Para realizar este trabajo, además de la consulta de los mapas geológicos de la zona realizados con anterioridad (Hojas MAGNA 279, 280, 281, 317, 318 y 319; Salomon, 1982a; Guiraud, 1983; Gómez-Fernández, 1992), se han utilizado fotografías aéreas de escala 1:33.000 e imágenes de satélite, que junto con la toma de datos sobre el terreno han permitido llevar a cabo la cartografía de detalle presentada en esta tesis.

Durante las campañas de reconocimiento geológico en el campo se tomaron gran cantidad de fotografías panorámicas de áreas de gran extensión y con buenas condiciones de afloramiento que han permitido estudiar y documentar los cambios de facies y estructuras tectónicas en el Grupo Oncala (Fig. 1.9). Como último paso para la realización de la cartografía se georreferenciaron todos los datos obtenidos mediante el programa ArcGIS y con este mismo programa se elaboró el mapa geológico a escala 1:110.000 mostrado en el anexo 1. Además de este mapa a escala 1:110.000, se cartografiaron con más detalle ciertas áreas de la cuenca cuyo estudio requería un mapa a mayor escala (Fig. 1.10).

1.3.3. Trabajo de campo

El trabajo de campo ha sido una de las tareas fundamentales de este trabajo ya que ha servido para obtener los datos y material sobre los que trabajar.

Además de la cartografía, una de las tareas de campo principales ha sido la realización de columnas estratigráficas y muestreo de las mismas. Se levantaron cuatro columnas estratigráficas del Grupo Oncala completo a escala 1:150 y se revisó y modificó la columna estratigráfica de Montenegro de Cameros realizada por Gómez-Fernández (1992). La localización de las columnas (v. Fig. 1.11 para localización) se escogió en función de las condiciones de afloramiento y de manera que permitieran reconocer los cambios de facies laterales y verticales

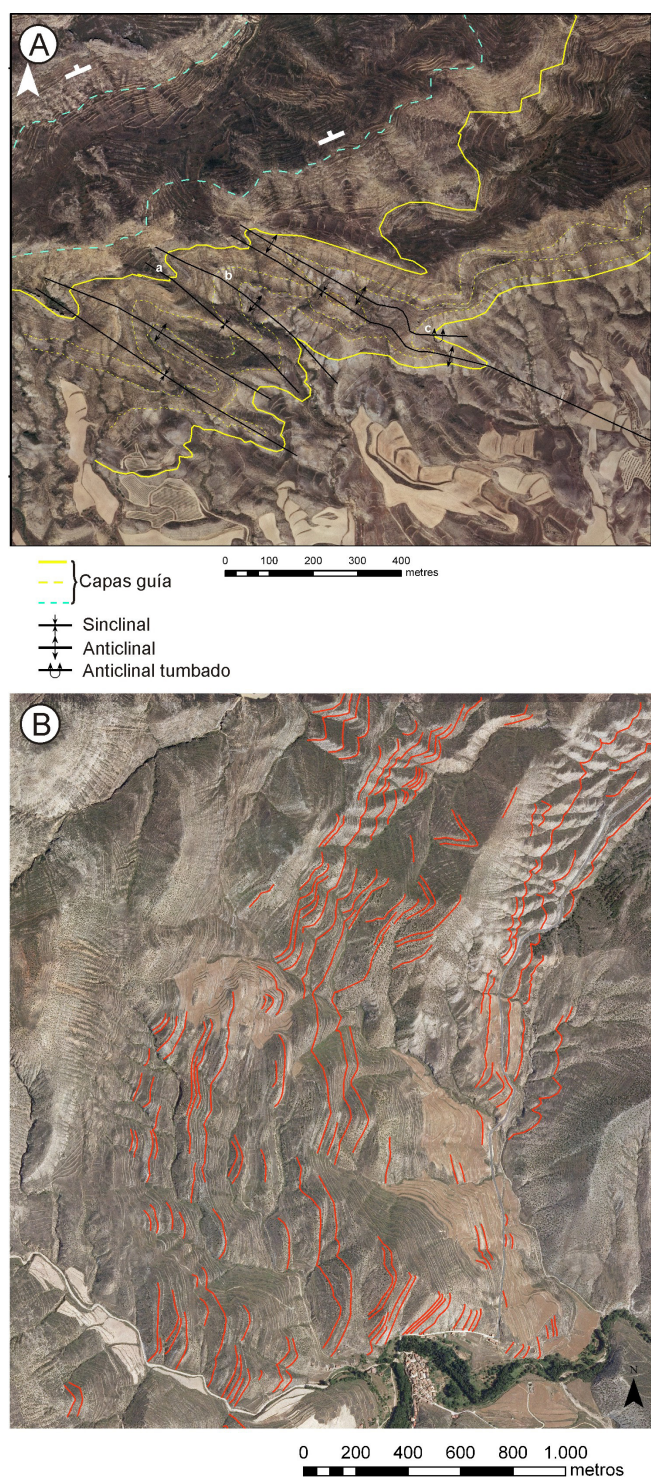


Fig. 1.10. Ejemplos de trabajos de cartografía de detalle realizados en el área de estudio. **A.** Cartografía de las estructuras tectónicas de una zona cercana a Aguilar del Río Alhama. **B.** Cartografía del área situada al norte de la población de Cigudosa llevada a cabo para analizar la continuidad lateral de las capas y su geometría deposicional.

muestras adicionales de manera selectiva escogiendo aquellas con muy pocas impurezas. En todos los casos, las muestras se siglaron de forma correlativa y se orientaron con respecto al techo de la unidad. En total se recogieron alrededor de 600 muestras de roca.

que pudieran existir. La diferenciación en tramos se hizo en función de los caracteres litológicos, características texturales, tipo de estructuras, geometría de los cuerpos sedimentarios, contenido paleontológico o cualquier otra característica que pudiera contribuir a la diferenciación de los mismos. Las medidas de los espesores de los tramos se tomaron a escala métrica o decimétrica, según las condiciones del afloramiento y las características de las rocas, y se realizaron observaciones incluso a escala centimétrica y milimétrica. Debido al enorme espesor de estas columnas (hasta 2500 m de sedimentos en las áreas depocentrales) no se han reproducido estas columnas a escala 1:150 en esta memoria sino que se incluye una versión a escala 1:1000 de ellas en los anexos 2, 3, 4 y 5. El esquema que se ha utilizado para la realización de las columnas estratigráficas, así como la leyenda de los símbolos utilizados, se muestra en la figura 1.12.

Además de las cinco secciones completas del Grupo Oncala estudiadas, también se examinaron varias secciones de gran interés por sus buenas condiciones de afloramiento (Fig. 1.11), que permitieron hacer observaciones de detalle de las estructuras sedimentarias, texturas, estructuras y geometría de los cuerpos sedimentarios. En algunas de estas secciones se midieron columnas estratigráficas parciales.

A la vez que se hacía la descripción de las columnas y secciones estratigráficas, se fue realizando el muestreo de los sedimentos del Grupo Oncala. Se procuró tomar las muestras de manera sistemática a intervalos equidistantes entre sí y también se realizó un muestreo más selectivo con el fin de estudiar algunas facies características y los procesos diagenéticos. Para desarrollar el estudio de la geoquímica isotópica de los carbonatos y yesos, además de las muestras recogidas mediante el procedimiento anterior, se recolectaron

Por otra parte, se tomaron 493 medidas de paleocorrientes en los depósitos siliciclásticos del área central del

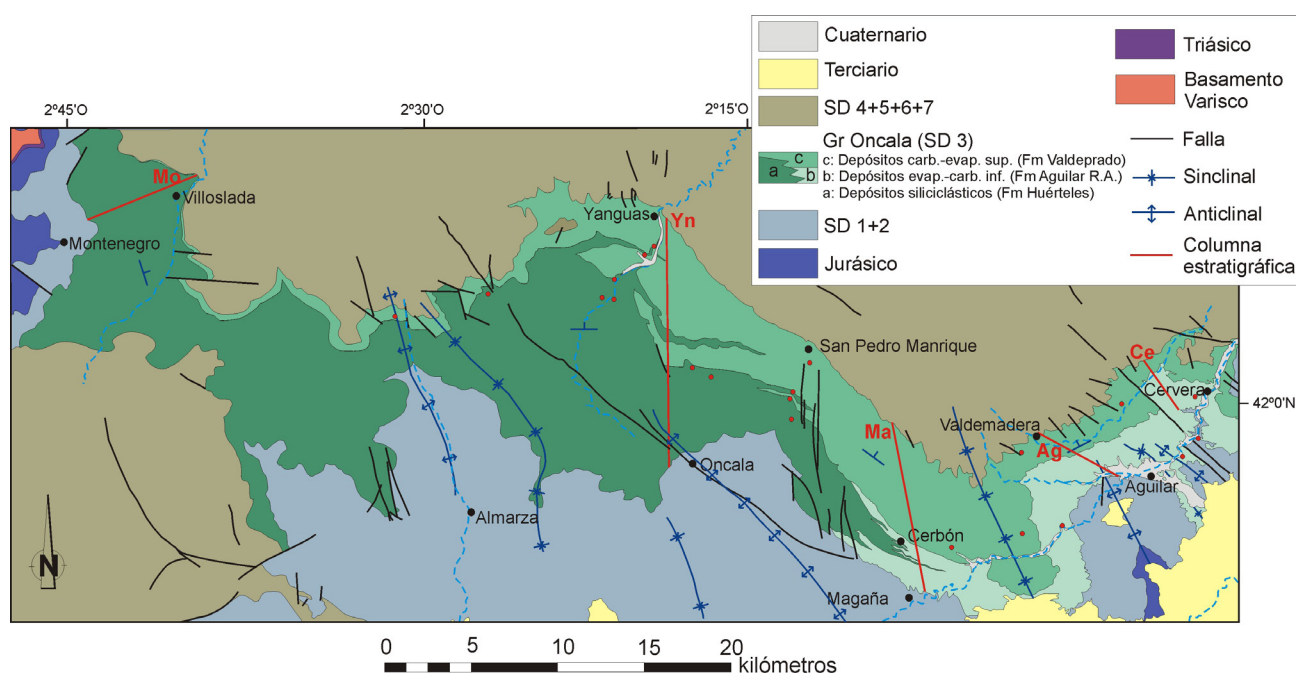


Fig. 1.11. Mapa geológico del Grupo Oncala en el que se señala la localización de las columnas estratigráficas del Grupo Oncala completo realizadas (Ce = columna de Cervera, Ag = columna de Aguilar, Ma = columna de Magaña, Yn = columna de Yanguas) o revisadas (Mo = columna de Montenegro) en esta tesis.

Grupo Oncala. Estos datos se separaron en función de las facies en las que se habían tomado y el tipo de estructura a partir de la cual se habían medido (p. ej. estratificación cruzada de pequeña escala, unidades de acreción lateral, etc.).

Finalmente, se realizó un análisis de las estructuras tectónicas presentes en el este del Grupo Oncala. Para ello se tomaron 38 medidas de dirección y buzamiento de los estratos a lo largo del anticlinal del Págado y del sinclinal de Inestrillas, y se midieron 99 planos axiales de pliegues de amplitud decimétrica a métrica en seis afloramientos distintos del Grupo Oncala.

1.3.4. Trabajo de gabinete

En el gabinete se han desarrollado varias tareas dirigidas a la preparación y obtención de datos. Una de estas tareas fue la realización de numerosos fotomontajes a partir de las fotografías tomadas en el campo. Estos fotomontajes han servido para estudiar los cambios de facies que se dan en el Grupo Oncala, las estructuras sedimentarias, texturas, geometrías de los cuerpos sedimentarios y variaciones en el espesor de los dobles de arenisca-lutita.

Además, las columnas estratigráficas completas del Grupo Oncala se han dibujado mediante el programa CorelDRAW X4, integrando los datos tomados en campo, así como observaciones petrográficas. Una vez dibujadas las columnas, se ha procedido a su correlación mediante el análisis de las tendencias progradantes y retrogradantes de los cinturones de facies desarrollados en el Grupo Oncala.

Por otro lado, las medidas de paleocorrientes tomadas en los depósitos siliciclásticos se introdujeron en el programa PAST (Hammer *et al.*, 2001) para representarlas en diagramas de rosas. Estos diagramas de rosas muestran

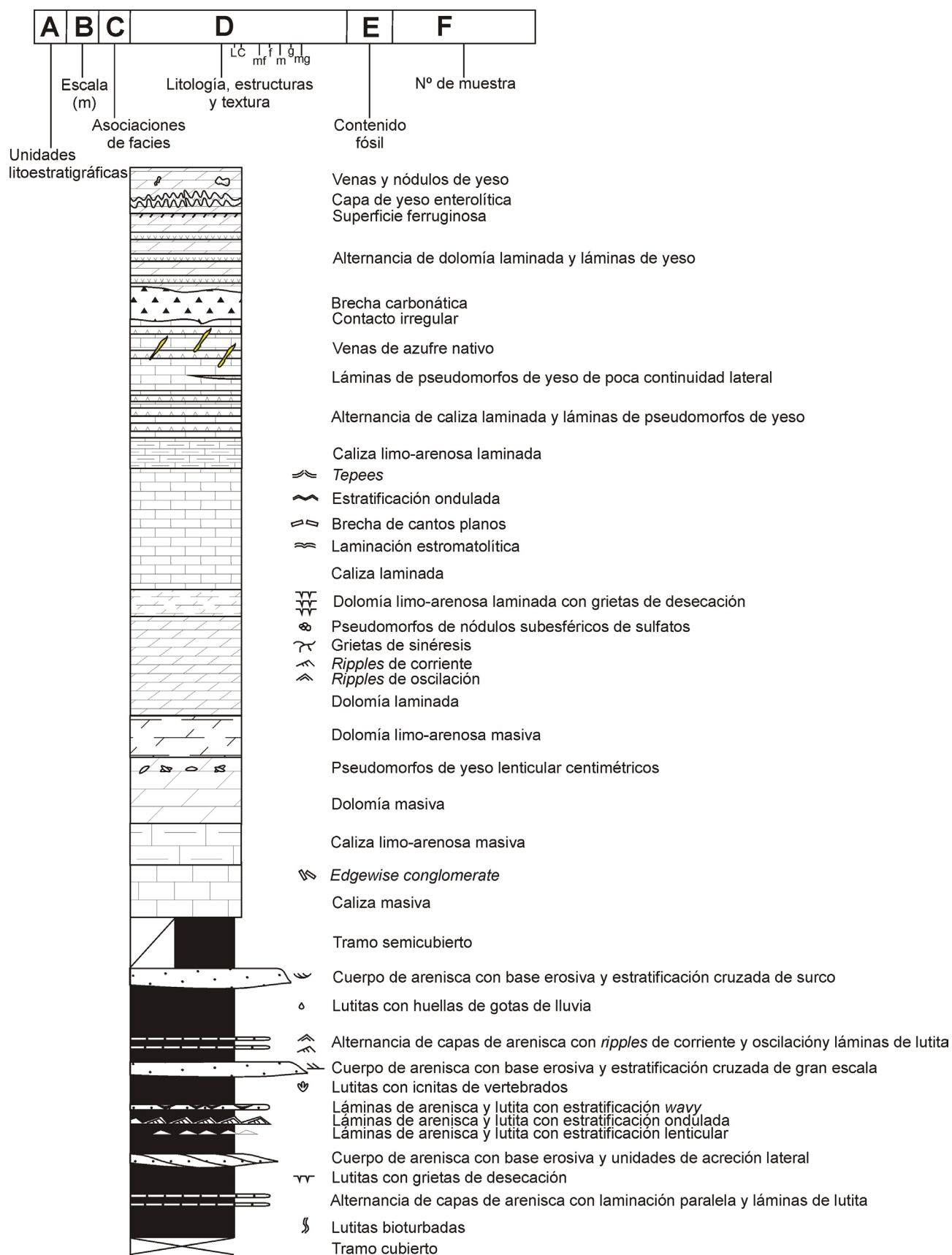


Fig. 1.12. Modelo de columna estratigráfica utilizada en este trabajo y leyenda de los símbolos que se han utilizado (continúa).

D LITOLOGÍA

	Brechas carbonáticas
	Alternancia de dolomía laminada y láminas de yeso
	Dolomía laminada
	Dolomía masiva
	Dolomía limo-arenosa laminada
	Dolomía limo-arenosa masiva
	Alternancia de caliza laminada y láminas de yeso
	Caliza laminada
	Caliza masiva
	Caliza limo-arenosa laminada
	Caliza limo-arenosa masiva
	Arenisca
	Lutita

TEXTURA

L	Lutita
C	Caliza
mf	Arenisca de grano muy fino
f	Arenisca de grano fino
m	Arenisca de grano medio
g	Arenisca de grano grueso
mg	Arenisca de grano muy grueso

E CONTENIDO FÓSIL

	Carófitas		Gasterópodos
	Ostrácodos		Restos de plantas
	Bivalvos		Restos de vertebrados

ESTRUCTURAS

	Vena de azufre nativo
	Vena de yeso
	Nódulo de yeso
	Pseudomorfo de yeso lenticular centimétrico
	Pseudomorfo de nódulo subsférico de sulfato
	Pseudomorfo de yeso lenticular centimétrico
	<i>Edgewise conglomerate</i>
	Brecha de cantos planos
	Laminación estromatolítica
	<i>Tepees</i>
	Estratificación ondulada en rocas carbonáticas
	Grietas de sinéresis
	Grietas de desecación
	Huellas de gotas de lluvia
	Icnitas de vertebrado
	Bioturbación
	Estratificación lenticular
	Estratificación ondulada en rocas siliciclásticas
	Estratificación <i>flaser</i>
	<i>Ripples</i> de corriente
	<i>Ripples</i> de oscilación
	Estratificación cruzada de surco
	Estratificación cruzada de gran escala

Fig. 1.12. Modelo de columna estratigráfica utilizada en este trabajo y leyenda de los símbolos que se han utilizado (continuación y final).

los sentidos de las paleocorrientes agrupados en clases de 15°. La abundancia relativa de paleocorrientes en cada clase viene representada por la longitud de cada sector.

Los datos obtenidos de los análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos y de $\delta^{34}\text{S}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los yesos se han introducido en un programa de cálculo (Excel) y se han representado en gráficos, lo que ha facilitado su posterior análisis e interpretación.

Las medidas de dirección y buzamiento de las capas tomadas en la zona oriental de la cuenca se analizaron con el programa Stereonet 8 (basado en OSXStereonet de Cardozo y Allmendinger, 2013) para calcular la dirección y buzamiento de los planos axiales del anticlinal del Pégado y del sinclinal de Inestrillas. Las medidas de los planos axiales de los pliegues decimétricos a métricos que afectan a los depósitos de la zona oriental del Grupo Oncala se representaron en proyecciones estereográficas mediante el programa OpenStereo (Grohmann y Campanha, 2010).

También en gabinete se han hecho contajes de espesores de dobles de arenisca-lutita en los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala para determinar si se dan variaciones cíclicas de estos espesores. Para realizar estos contajes se seleccionaron las mejores fotografías/fotomontajes de afloramientos en los que se observara una alternancia repetitiva de láminas de arenisca y de lutita. En primer lugar, se analizaron estas imágenes con el programa Origin para obtener una idea aproximada de si se observan ciclicidades en los tramos estratigráficos seleccionados o no. Para ello, se convirtieron las imágenes a la escala de grises y, a continuación, se calcularon los valores de los grises a lo largo de una línea perpendicular a las láminas, representando estos valores en un gráfico. Esto permitió identificar de forma rápida los tramos en los que parecían darse variaciones cíclicas. Tras este primer análisis, se seleccionaron dos imágenes de distintos afloramientos en los que aparentemente parecían darse variaciones cíclicas y se midieron los espesores de cada doblete de arenisca-lutita (un doblete se define como una lámina de arenisca y la lámina de arcilla que lo cubre). Estos datos se insertaron en una hoja de cálculo Excel y se representaron mediante gráficos de barras, a partir de los cuales se pudo estudiar la ciclicidad y realizar análisis estadísticos.

También se ha elaborado con el programa ArcGIS un mapa sintético en el que se muestra la localización y facies principales de los depósitos de edad berriasiense de la península ibérica (v. Fig. 5 de Quijada *et al.*, 2013b). Dicho mapa se ha realizado añadiendo un punto en cada una de las localidades en las que había depósitos berriasienses, de acuerdo con la bibliografía consultada, y a estos puntos se les ha asignado un color dependiendo del ambiente sedimentario en el que se formaron esos depósitos. Para ello se ha utilizado información estratigráfica y sedimentológica de los Mapas Geológicos de España 1:50.000 publicados por el Instituto Geológico y Minero de España y por el Instituto Geológico de Cataluña, de columnas estratigráficas sintéticas de sondeos de exploración de hidrocarburos (incluidas en Lanaja y Navarro, 1987) y de artículos científicos. La información cronoestratigráfica de los mapas 1:50.000 empleados ha sido revisada en base a datos publicados en trabajos más recientes.

1.3.5. Trabajo de laboratorio

1.3.5.A. Obtención de láminas delgadas y secciones pulidas

Este trabajo se ha llevado a cabo principalmente en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, pero algunas muestras se prepararon en el

laboratorio del Departamento de Petrología y Geoquímica de la misma universidad. Además, una parte importante de las muestras de yesos se hicieron en el laboratorio del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Módena y Reggio Emilia.

Se han preparado láminas delgadas de prácticamente todas las muestras litológicas tomadas en el campo para su estudio petrográfico. Para ello, cada una de las muestras fue cortada en secciones paralelas a la orientación del ejemplar, y de estas secciones se cortaron pastillas a partir de las cuales se realizaron las láminas delgadas. A la hora de cortar la pastilla, en determinados casos se escogía un área concreta por ser la zona donde mejor se observaban las estructuras sedimentarias y/o diagenéticas, por estar mejor conservados estaban los fósiles o por estar menos alterada estaba la muestra. Debido a la fragilidad de numerosas muestras, antes de pulir muchas de las pastillas fue necesario embutirlas en una resina de tipo *Epoxy*. De cada una de las pastillas se realizó al menos una lámina delgada de 30 μm de espesor, doblemente pulida, sin cubrir y pegada con resina termorresistente de tipo *Epoxy* a una temperatura no superior de 60°C. El tamaño de la mayor parte de las láminas es de 48x28 mm (45x30 mm en el caso de las realizadas en la Universidad de Módena y Reggio Emilia), pero de varias muestras se hicieron láminas de 50x80 mm para poder estudiar correctamente las estructuras sedimentarias o texturas. En el proceso de pulido se utilizó, en primer lugar, carborundo de tamaño progresivamente más fino (600, 800 y 1000) y finalmente alúmina también sucesivamente de tamaño más fino (1, 0.3 y 0.05 μm). En total, se han realizado 611 láminas delgadas siguiendo esta metodología.

Para distinguir la composición de los carbonatos, se procedió a la tinción de la mitad de cada lámina delgada de carbonato. La tinción se realizó según el método perfeccionado de Lindholm y Finkelman (1972), que había sido propuesto previamente por Friedman (1959), Evamy (1963; 1969) y Dickson (1965; 1966). Este método consiste en la tinción de la muestra pulida o lámina delgada con una solución de 1 g de alizarina roja S y 5 g de ferricianuro potásico en 1 litro de ácido clorhídrico diluido al 0.2%. La alizarina roja S sirve para determinar la naturaleza calcítica o dolomítica de los carbonatos y el ferricianuro potásico para determinar, cualitativamente, si el carbonato presenta o no un alto contenido en hierro (en estado ferroso). Así, la calcita no ferrosa (<0.5% FeO) queda teñida de rojo, la calcita ferrosa (\approx 0.5-3.5% FeO) de morado, la dolomita no ferrosa no se tiñe y la dolomita ferrosa se tiñe de azul. La tinción de las láminas delgadas que se estudiaron con catodoluminiscencia (v. apartado 1.3.5.C) se realizó tras haberlas estudiado con esta técnica.

Además de las láminas delgadas, también se prepararon varias secciones pulidas de las muestras litológicas para poder estudiar adecuadamente sus estructuras sedimentarias, laminación y texturas. Para su pulido también se empleó carborundo de 400, 600, 800 y 1000, y posteriormente se lacaron.

1.3.5.B. Microscopía óptica convencional

Todas las láminas delgadas han sido estudiadas mediante el microscopio petrográfico de polarización. Se han utilizado cuatro microscopios y una lupa del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid:

- Microscopio de polarización Nikon Eclipse E400POL, con objetivos de 1x, 2x, 4x, 10x y 20x y oculares de 10x. Para la toma de fotografías se le ha acoplado una cámara digital Nikon Coolpix 5000. Éste ha sido uno de los microscopios más utilizados para el estudio de las microfacies.

- Microscopio de polarización Nikon Eclipse LV100NPOL, con objetivos de 1x, 5x, 10x, 20x y 40 x, y oculares de 10x. Este microscopio contaba con una cámara digital Nikon D7100 acoplada, para la toma de fotografías. Éste ha sido el otro microscopio más utilizado para el estudio de las microfacies.
- Microscopio de polarización y de luz reflejada Nikon Eclipse LV100POL, con objetivos 5x, 10x, 20x y 50x y oculares 10x. Este microscopio se ha utilizado de manera más puntual, cuando se necesitaba hacer observaciones petrográficas de más detalle o interesaba ver la lámina con luz reflejada.
- Lupa binocular Leica M80 con aumento de 0,75x a 6x, oculares de 10x y fuente de iluminación inferior para observar las láminas delgadas con luz transmitida. Esta lupa ha resultado indispensable en los casos en los que el estudio de las estructuras sedimentarias, texturas o laminación necesitaba una observación a mayor escala que la que ofrecen los microscopios.
- Microscopio de polarización de la marca Nikon, con objetivos 5x, 10x y 20x y oculares 10x, acoplado a un equipo de catodoluminiscencia fría (ver siguiente apartado).

1.3.5.C. Catodoluminiscencia

La catodoluminiscencia consiste en la emisión de luz por parte de un sólido cuando es bombardeado con electrones. El haz de electrones excita un átomo o molécula, causando transiciones electrónicas entre los distintos niveles de energía del propio átomo. Antes de la excitación, el átomo se encuentra en el llamado “estado base”, que es el estado de mínima energía. La excitación provoca saltos de los electrones del átomo a niveles energéticos superiores. El electrón queda en el nivel excitado un momento y posteriormente regresa a su estado de mínima energía, emitiendo radiación X, alfa, beta, gamma o luminosa, que es la que se utiliza en catodoluminiscencia. En concreto, se utilizan exclusivamente las radiaciones cuya longitud de onda se encuentra dentro del espectro visible, y bajo microscopio petrográfico convencional. La catodoluminiscencia es una herramienta muy útil en el estudio de los carbonatos puesto que permite observar diferencias de color e intensidad relacionadas con las impurezas y heterogeneidades composicionales de los cristales.

En este estudio se ha empleado la catodoluminiscencia en los carbonatos del Grupo Oncala con el fin de determinar la composición de dichos minerales, identificar procesos de remplazamiento, recristalización y cementación y analizar las distintas etapas diagenéticas que han sufrido estos depósitos, y sus edades relativas. Esta técnica fue especialmente útil en el estudio de las brechas carbonáticas del Grupo Oncala. Para llevar a cabo este trabajo se ha utilizado el aparato de catodoluminiscencia fría Citl MK4 del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid acoplado a un microscopio de polarización Nikon. Las condiciones de uso de este equipo fueron: intensidad de 300-350 μA , voltaje de 20-25 Kv y vacío de 0.2-0.3 Torr.

1.3.5.D. Estudio isotópico

Los isótopos son átomos de un mismo elemento cuyo núcleo contiene el mismo número de protones pero distinto número de neutrones y, por lo tanto, difieren en masa atómica. La interpretación de los cambios en las composiciones isotópicas de determinados elementos es una fuente de información muy útil en las Ciencias de la Tierra. En esta tesis, se han analizado las composiciones isotópicas de O, C y Sr de los carbonatos, y de S y Sr de los yesos del Grupo Oncala, con el fin de obtener datos sobre la composición de las aguas a partir de las que se formaron estos depósitos. También se ha analizado el S de dos muestras de azufre nativo.

1.3.5.D.1. Estudio isotópico de carbonatos

Para el estudio isotópico de los carbonatos se seleccionaron varias muestras litológicas previamente estudiadas petrográficamente en lámina delgada. De entre las muestras de carbonatos se escogieron preferentemente las de facies de dolomicrita sinsedimentaria poco alterada que pudiera conservar la signatura isotópica original y se seleccionaron para la extracción las zonas de las láminas delgadas menos alteradas o con mínimo contenido de siliciclásticos. Sin embargo, en los niveles estratigráficos compuestos exclusivamente por carbonato calcítico, se extrajeron muestras de calcita microesparítica con mínimo contenido en siliciclásticos. Una vez hecha esta selección, se extrajeron las muestras en polvo de las pastillas para su posterior análisis. La extracción de las muestras se realizó mediante un torno de dentista acoplado a una lupa binocular que permitía identificar correctamente el área escogida durante el estudio petrográfico para la extracción. Para los análisis de O y C se tomaron muestras de alrededor de 150-300 µg de peso y para los análisis de Sr de alrededor de 20-25 mg.

1.3.5.D.1.a. Isótopos de carbono y oxígeno

Las composiciones isotópicas de elementos con número atómico bajo (p. ej. H, C, N, O y S) son variables en la naturaleza porque sus isótopos son fraccionados durante determinados procesos químicos y físicos. El fraccionamiento es consecuencia de que ciertas propiedades termodinámicas de las moléculas dependen de las masas de los átomos que las componen (Faure, 1986). Los principales procesos que producen fraccionamiento de los isótopos de bajo número atómico son (Hoefs, 2009):

- Reacciones de intercambio isotópico. Este tipo de reacciones implican redistribución de isótopos de un elemento entre diferentes moléculas que contienen ese elemento. En este caso, el fraccionamiento está controlado por la fuerza de los enlaces entre iones o moléculas y sigue una regla general en la que los isótopos más ligeros, que tienen una mayor frecuencia de vibración, forman enlaces más débiles que los más pesados, con menor frecuencia de vibración. Así, en el caso de un carbonato precipitado a partir de un fluido, los isótopos más pesados de oxígeno, que forman enlaces más fuertes, tenderán a incorporarse a la fase sólida y la fase líquida quedará más enriquecida en los elementos más ligeros. En relación al carbono, los sistemas de carbono inorgánico “CO₂ atmosférico-bicarbonato disuelto-carbonato sólido” dan lugar a un enriquecimiento en los isótopos más pesados en los carbonatos.

- Procesos cinéticos. Estos procesos dependen fundamentalmente de las diferencias en las tasas de reacción de las moléculas isotópicas y están asociados a procesos que se producen de forma incompleta y unidireccional, como la evaporación, reacciones inducidas biológicamente y difusión.

La medida del fraccionamiento isotópico viene dada por el coeficiente de fraccionamiento (α):

$$\alpha_{A-B} = R_A / R_B$$

donde R_A es la relación isotópica de un elemento (p. ej. $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) en la sustancia A y R_B es la relación isotópica del mismo elemento en la sustancia B.

La composición isotópica de una muestra se expresa mediante la comparación de la relación isotópica de la muestra con la relación isotópica de una muestra estándar, debido a la dificultad de determinar con suficiente exactitud la cantidad absoluta de un isótopo poco abundante (como el ^{18}O y ^{13}C). Así, la expresión de las composiciones isotópicas viene dada por el valor δ :

$$\delta x (\text{‰}) = [(R_x - R_{\text{std}}) / R_{\text{std}}] \times 10^3$$

donde R_x es la relación isotópica obtenida de la muestra y R_{std} es la relación isotópica correspondiente al estándar.

Para el estudio del carbono se utiliza la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ y el estándar de referencia para calcular el $\delta^{13}\text{C}$ es el PDB (procedente de la *Belemnite americana* de la Formación cretácica Peedee, EEUU) o actualmente el V-PDB (del estándar NBS-19, suministrado por la Agencia de Energía Atómica Internacional de Viena), cuya composición isotópica es prácticamente idéntica al PDB. Para el estudio del oxígeno se utiliza la relación $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$, y se usan dos estándares de referencia para calcular el $\delta^{18}\text{O}$: el PDB (o actualmente V-PDB) para la medida de isótopos en carbonatos y el SMOW (a partir de una muestra de agua hipotética cuya relación isotópica era muy similar a la composición isotópica media del agua del mar) o actualmente V-SMOW (proporcionado por la Agencia de Energía Atómica Internacional).

Gracias a la variabilidad en la composición isotópica de oxígeno y carbono de las rocas sedimentarias carbonáticas, se puede obtener información sobre el medio en el que los carbonatos se han formado a partir de sus composiciones isotópicas (p. ej. Rollinson, 1993; Hoefs, 2009). Para poder hacer interpretaciones ambientales, en primer lugar, hay que tener en cuenta que el $\delta^{18}\text{O}$ y el $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos están estrechamente relacionados con la composición isotópica original del agua a partir de la que precipitaron y también que el $\delta^{18}\text{O}$ y el $\delta^{13}\text{C}$ del agua del mar ha ido variando a lo largo del tiempo (Fig. 1.13.A, B; Veizer *et al.*, 1999; Prokoph *et al.*, 2008). En segundo lugar, hay que tener en cuenta que el fraccionamiento de los isótopos de oxígeno y carbono en carbonatos está controlado por una serie de factores que tienen importantes implicaciones a la hora de hacer interpretaciones paleoambientales:

- Temperatura. El factor de fraccionamiento entre un sólido y un fluido o entre dos fases minerales varía con la temperatura. Esto es especialmente importante en el caso de los isótopos de oxígeno, en los que se ha demostrado experimentalmente que el enriquecimiento en ^{18}O en el carbonato cálcico en relación al agua a partir de la cual precipita es termodependiente (p. ej. Urey, 1947; Craig, 1965; O'Neil *et al.*, 1969; Friedman y O'Neil, 1977), por lo que con esta relación se podría determinar la temperatura del agua en la que

precipitaron los carbonatos (p. ej. Hays y Grossman, 1991; Zachos *et al.*, 2001; Grimes *et al.*, 2003). Sin embargo, hay que tener en cuenta que el fraccionamiento isotópico en el oxígeno decrece con el aumento de la temperatura (α se aproxima a 1 al aumentar la temperatura), lo que tiene dos consecuencias importantes. En primer lugar, el uso de los isótopos de oxígeno como geotermómetro es menos sensible a altas temperaturas. En segundo lugar, una calcita precipitada a partir de un mismo fluido a distintas temperaturas tendrá un valor más negativo a medida que la temperatura de precipitación sea mayor.

- Evaporación y condensación. Estos procesos tienen una gran importancia en el fraccionamiento de los isótopos del oxígeno. Las diferencias en la presión de vapor de las moléculas isotópicas produce fraccionamiento isotópico (Hoefs, 2009), de forma que las especies moleculares más ligeras tienden a incorporarse en la fase vapor y las más pesadas en la fase líquida (la proporción en que lo hagan depende en gran medida de la temperatura). Estos procesos son muy importantes a la hora de interpretar isótopos de oxígeno. Cuando se produce la evaporación del agua del mar, el vapor queda enriquecido en isótopos ligeros con respecto al agua del mar, por lo que su composición isotópica será negativa. Cuando se produce la condensación y precipitación en forma de lluvia a partir del vapor, ésta se enriquecerá en los isótopos más pesados (aunque en general tendrá composición negativa por derivar de vapor enriquecido en isótopos ligeros) y el vapor remanente quedará aún más enriquecido en los isótopos más ligeros, y así sucesivamente. En general, el valor isotópico de oxígeno es más negativo cuanto más nos alejamos de la principal fuente de vapor en las regiones ecuatoriales, teniendo implicaciones latitudinales, altitudinales y hacia el interior de los continentes (Anderson y Arthur, 1983).

- Procesos biológicos. Estos procesos son los que producen el mayor fraccionamiento isotópico en el carbono en medios sedimentarios. Durante la fotosíntesis, los isótopos ligeros (^{12}C) tienden a concentrarse en el material orgánico (Hoefs, 2009). Cuando la materia orgánica se oxida no se produce fraccionamiento porque todo el carbono es transformado en CO_2 , que tendrá una composición isotópica similar a la de la materia orgánica de la que procede. Sin embargo, en condiciones reductoras la materia orgánica se transforma en CH_4 . En este caso sí existe fraccionamiento, de modo que el metano se enriquece en los isótopos más ligeros, y por tanto su composición isotópica será muy negativa (Rollinson, 1993).

Para obtener los valores isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de las muestras de carbonatos de esta tesis, las muestras se analizaron en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Michigan. Allí, las muestras en forma de polvo se introdujeron en un horno al vacío, durante una hora, a 200°C , con el fin de eliminar los compuestos orgánicos volátiles que podrían alterar el resultado. Una vez calentadas se introdujo cada una de ellas en un recipiente de vidrio borosilicatado y se colocaron, a su vez, en un carrusel para 48 recipientes de este tipo. Este carrusel se introdujo en un sistema automático de reacción del carbonato (Finnigan Carbokiel-IV) donde las muestras reaccionan a una temperatura de $76^\circ \pm 2^\circ\text{C}$ con 3 gotas de ácido fosfórico anhidro durante 12 minutos con el fin de producir el CO_2 que posteriormente es analizado. Este sistema está acoplado directamente a un espectrómetro de masas con triple colector Finnigan MAT 253 donde se analiza la composición isotópica del CO_2 producido tras la reacción. Las relaciones isotópicas obtenidas fueron corregidas en cuanto a la contribución del isótopo ^{17}O y transformadas en la notación por mil según el estándar V-PDB. Los valores fueron calibrados utilizando el NBS-19 como estándar principal y la precisión analítica se calculó mediante el análisis diario de este estándar al menos 3 veces al día. Esta precisión en todos los casos se mantuvo por encima del 0,1‰ tanto para el carbono como para el oxígeno. En total se analizó la composición isotópica del oxígeno y el carbono de 42 muestras de dolomía y de 10 muestras de caliza.

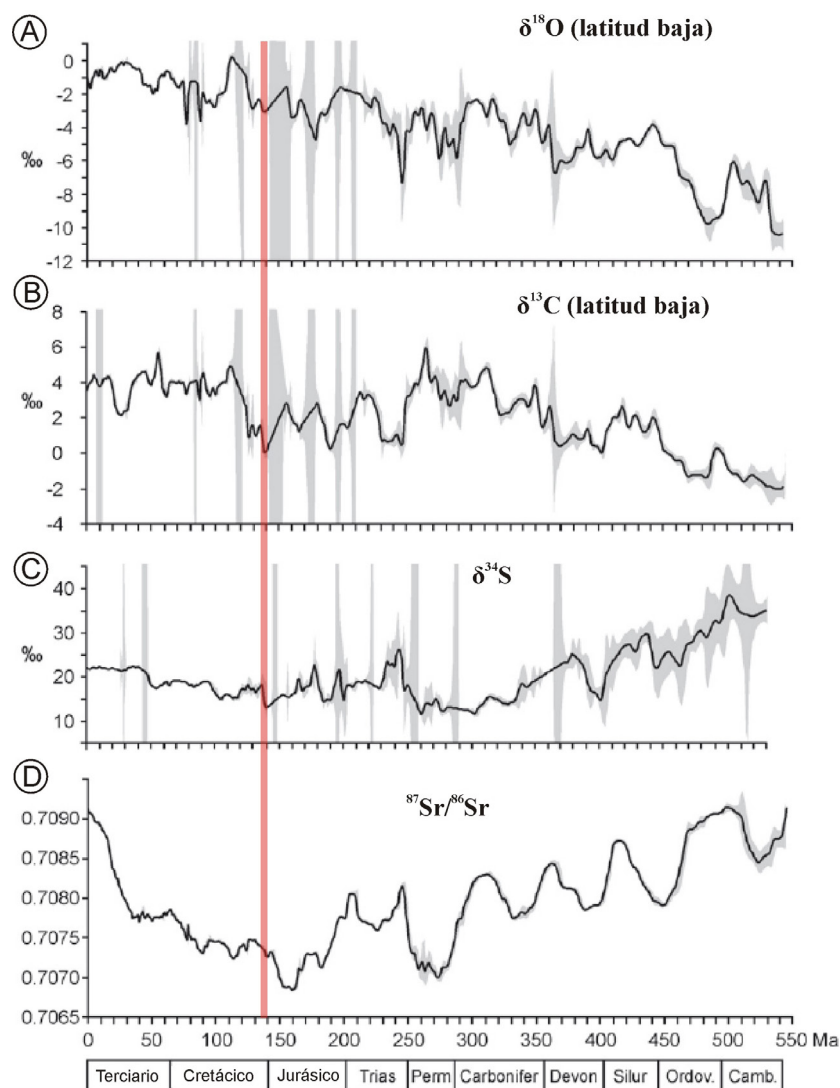


Fig. 1.13. Curvas del registro isotópico del agua del mar a lo largo del Fanerozoico. Las zonas sombreadas en gris muestra el error estándar de la media para cada intervalo de un 1 Ma. La zona sombreada en rojo señala los valores isotópicos correspondientes al Berriasiense, período en el que se formó el Grupo Oncala. Traducido de Prokoph et al. (2008). **A.** Curva de las variaciones del $\delta^{18}\text{O}$ en latitudes bajas. **B.** Curva de las variaciones del $\delta^{13}\text{C}$ en latitudes bajas. **C.** Curva de las variaciones del $\delta^{34}\text{S}$. **D.** Curva de las variaciones de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

1.3.5.D.1.b. Isótopos de estroncio

La composición isotópica del estroncio en circulación en la hidrosfera depende de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las rocas que interaccionan con el agua (Faure, 1986). La meteorización química de las rocas de los continentes pone en solución en ríos, lagos y agua subterránea estroncio con valores altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ porque deriva de rocas compuestas en gran medida por silicatos (que tienen mayor cantidad de Rb, que es radiactivo y la fuente del ^{87}Sr). La relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en el agua marina, en cambio, está controlada por la mezcla de los aportes de la meteorización de rocas graníticas de la corteza continental, de la actividad volcánica y de la diagénesis y disolución de rocas carbonáticas marinas (Faure, 1986; Faure y Mensing, 2005). Actualmente, la composición isotópica en estroncio de las aguas oceánicas es homogénea en cualquier lugar de la Tierra y muy probablemente ocurriera lo mismo durante el Fanerozoico (excepto en zonas a las que llegara gran cantidad de estroncio derivado de rocas graníticas o volcánicas).

Esta homogeneidad en la composición de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua marina se debe al largo periodo de residencia del estroncio en el océano ($\approx 5 \times 10^6$ años) comparado con el tiempo que tarda el agua del océano en mezclarse ($\approx 10^3$ años) y la alta concentración en estroncio de los océanos comparada con la concentración media de los ríos (Faure, 1986).

El estroncio presente en el agua se reincorpora al ciclo geológico fundamentalmente mediante la precipitación de carbonato y/o evaporitas. Cuando estos minerales precipitan, el estroncio incorporado en ellos tiene la misma relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que el agua a partir de la que se forman porque los isótopos de estroncio no fraccionan durante este proceso (Faure, 1986). Mediante el análisis de los carbonatos marinos se han podido realizar curvas globales de la variación de la proporción $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos marinos a lo largo del tiempo (Fig. 1.13.D; Peterman *et al.*, 1970; Veizer y Compston, 1974; Jones *et al.*, 1994; Veizer *et al.*, 1999; McArthur *et al.*, 2001; Prokoph *et al.*, 2008). Estas curvas permiten identificar el origen marino de los carbonatos en caso de que su composición isotópica coincida con la calculada para los carbonatos marinos de esa edad en concreto. Sin embargo, debido a que la composición en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ es muy sensible a la mezcla con aguas continentales o a la contaminación con material siliciclástico (con composiciones más radiogénicas), el análisis de estroncio también permite identificar rápidamente este tipo de contaminaciones.

La comparación de la composición isotópica en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos del Grupo Oncala con los valores del agua del mar Berriasiense, con los de aguas continentales (más radiogénicas) y con los de sedimentos más antiguos que pudieran ser fuente de estroncio en los cuerpos de agua del Grupo Oncala es una herramienta para deducir el origen del agua a partir de la cual precipitaron estos carbonatos. Los análisis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos del Grupo Oncala se llevaron a cabo en el Laboratorio de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la Universidad Complutense de Madrid, siguiendo el procedimiento que se detalla a continuación. Las muestras de dolomía se disolvieron en frío en 3 ml de HCL 2,5N y, seguidamente, se procedió a su centrifugación durante 10 minutos a aproximadamente 4000 revoluciones por minuto. El sobrenadante resultante se separó y se evaporó en una placa a 80°C. El residuo obtenido de este proceso se disolvió en 1 ml de HNO_3 y se procedió a su secado en placa a 80°C. A continuación, se añadieron 3 ml de HNO_3 3M y, así, las muestras quedaron ya preparadas para la separación del Sr en columnas cromatográficas. Para la separación cromatográfica del Sr se utilizó una resina de extracción Sr ResinTM (Triskem Internacional) y el Sr se recuperó con HNO_3 0,05M como eluyente. La fracción en la que se concentró el Sr se recogió y se llevó a sequedad, formándose concentrados de Sr. Estos concentrados se redisolviaron en 1 ml de H_3PO_4 1M y se cargaron en filamentos de tantalio desgasificados, procediéndose a la medida de las relaciones isotópicas en un Espectrómetro de Masas de Ionización Termal VG SECTOR 54, con 5 detectores o cajas de Faraday, mediante el sistema de medida denominado multicolección dinámica. Las medidas de Sr fueron corregidas de posibles interferencias de ^{87}Rb y normalizadas al valor $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$. Los valores fueron calibrados utilizando el estándar isotópico NBS-987 y la precisión analítica se calculó mediante el análisis de este estándar en 9 réplicas realizadas a la vez que el análisis de las muestras. El error analítico es de 0,01% en la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Se analizó la composición isotópica del estroncio de 45 muestras de dolomía y de 11 muestras de caliza.

1.3.5.D.2. Estudio isotópico de yesos

Para el estudio isotópico de los yesos también se seleccionaron las muestras litológicas mediante el estudio petrográfico de las láminas delgadas, eligiendo los yesos con menor cantidad de impurezas.

1.3.5.D.2.a. Isótopos de estroncio

Al igual que los carbonatos, el yeso también puede atrapar átomos de estroncio en su estructura, y presentará una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ idéntica a la del agua a partir de la cual precipitó. De esta manera, el análisis de la composición isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los yesos del Grupo Oncala y su comparación con las curvas globales de isótopos de estroncio (Fig. 1.13.D) podrían permitir identificar si los sulfatos del Grupo Oncala precipitaron a partir del agua del mar y/o si hubo mezcla con aguas meteóricas procedentes del continente.

El procedimiento para analizar la señal de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en los yesos fue muy similar al descrito para los carbonatos, con la única diferencia de que las muestras en forma de polvo extraídas con el torno de dentista se disolvieron en 8 ml de agua ultrapura durante 10 días, en vez de en una solución de HCl. Se analizó la señal isotópica del estroncio de cuatro muestras de yeso.

1.3.5.D.2.b. Isótopos de azufre

El estudio de los isótopos de azufre en sulfatos también puede aportar datos sobre el origen del agua a partir de la cual estos minerales precipitaron. Para el estudio isotópico del azufre se utiliza la relación $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$. Al igual que para los isótopos de carbono y oxígeno, la composición isotópica del azufre se expresa mediante la comparación de la relación isotópica de la muestra con la relación isotópica de una muestra estándar y viene dada por el valor δ :

$$\delta^{34}\text{S}_x (\text{‰}) = [(R_x - R_{\text{std}}) / R_{\text{std}}] \times 10^3$$

donde R_x es la relación isotópica obtenida de la muestra y R_{std} es la relación isotópica correspondiente al estándar. El estándar utilizado es el CDT procedente de la troilita del meteorito del Cañón del Diablo, EEUU (Faure, 1986; Faure y Mensing, 2005), o actualmente el V-CDT (del estándar de sulfuro de plata IAEA-S-1 suministrado por la Agencia de Energía Atómica Internacional de Viena y el Instituto Nacional de Estándares y Tecnología de Maryland; Coplen y Krouse, 1998).

La composición isotópica del azufre en el agua marina está controlada tanto por las descargas de iones sulfato en solución acuosa que llegan al océano como por la eliminación de estos sulfatos mediante la precipitación de determinados minerales. Los iones sulfato que descargan al océano proceden de la meteorización de varios tipos de rocas: 1) rocas sedimentarias que contienen sulfuros (p. ej. lutitas bituminosas o carbonatos), 2) rocas evaporíticas, 3) rocas volcánicas e ígneas. Por otro lado, el azufre es secuestrado de los océanos mediante la precipitación de evaporitas o mediante la sulfato-reducción bacteriana que causa la precipitación de sulfuros como la pirita o la marcasita. Las variaciones tanto en la descarga de azufre al océano como en la tasa de sulfato-reducción o precipitación de sulfatos, provocan cambios en la concentración y composición isotópica del sulfato marino. Aunque la composición isotópica del azufre en el agua marina es prácticamente homogénea en toda la Tierra para un determinado momento (p. ej. actualmente el sulfato marino presenta un $\delta^{34}\text{S}$ medio de alrededor de +20‰ que oscila dentro de unos límites muy estrechos), esta composición ha variado a lo largo del tiempo en función de los cambios que se han ido produciendo en el ciclo del azufre (Faure, 1986; Holser et al., 1989; Faure y Mensing, 2005).

Con el fin de conocer mejor estas variaciones, se han analizado las composiciones $\delta^{34}\text{S}$ de multitud de

sulfatos evaporíticos precipitados en equilibrio con el agua de mar (Claypool *et al.*, 1980; Nielsen, 1989; Arthur *et al.*, 1990; Holser, 1992; Strauss, 1997, 1999; Paytan *et al.*, 2004; Wortmann y Chernyavsky, 2007; Prokoph *et al.*, 2008; Paytan y Gray, 2012) y se han representado en curvas que reflejan las variaciones en este $\delta^{34}\text{S}$ a lo largo del tiempo (Fig. 1.13.C, 1.14). Estas curvas reflejan el valor $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfatos directamente, en vez del valor deducido del agua del mar (al precipitar cualquier tipo de sulfato tiene lugar un fraccionamiento del 1,65‰), para que los análisis de $\delta^{34}\text{S}$ realizados en sulfatos antiguos y actuales puedan compararse directamente con las curvas. De esta manera, la comparación de la composición isotópica $\delta^{34}\text{S}$ de muestras de sulfatos antiguos con estas curvas puede ayudar a determinar si el origen de los sulfatos es marino o procede de la disolución de evaporitas más antiguas. Este análisis constituye una herramienta esencial para poder interpretar el origen marino o continental de numerosos depósitos evaporíticos, debiendo tener especial cuidado con posibles reacciones de sulfato-reducción que pueden modificar la señal isotópica original (p. ej. Harrison y Thode, 1957; Rees, 1973; Kiyosu, 1980; Kiyosu y Krouse, 1990; Machel *et al.*, 1995; Habicht y Canfield, 1997; Bottrell y Raiswell, 2000).

Las muestras en forma de polvo de yeso del Grupo Oncala para el análisis de los isótopos de azufre no se extrajeron mediante el torno de dentista, sino que se obtuvieron directamente de la muestra litológica recogida en el campo y se disgregaron con el mortero de ágata. Dado que las muestras de yeso así extraídas podían contener pirita, cuarzo y carbonatos, se las sometió a varias reacciones antes de su análisis. En primer lugar, para eliminar la pirita, se hizo reaccionar 1 g de muestra con 30 ml de NaClO de concentración 12g/l bajo campana y en agitador magnético durante 24 horas. Transcurrido ese tiempo, se añadió agua MiliQ y se centrifugó, repitiendo el proceso de lavado tres veces y dejando el residuo en estufa 12 horas. De esta manera, se eliminó cualquier sulfuro que hubiese en la muestra. A continuación, se disolvió el yeso y se precipitó el sulfato en forma de barita (BaSO_4) para eliminar cualquier posible impureza. Para ello, se disolvieron las muestras en una solución de HCl 6N durante 60 minutos a 80°C. Esta solución se filtró y el filtrado se hizo reaccionar con BaCl_2 al 5% con el objeto de precipitar BaSO_4 . El precipitado se dejó reposar durante 12 horas, tras lo cual fue filtrado o centrifugado, lavado repetidamente con agua destilada y finalmente secado. Por fin, las composiciones isotópicas del sulfato así obtenido fueron analizadas en el Servicio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca usando un espectrómetro de masas de fuente gaseosa, tipo “Dual Inlet”, modelo SIRA-II, fabricado por VG-Isotech. La relación isotópica $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ se midió en SO_2 preparado a partir del sulfato, siguiendo el método propuesto por Coleman y Moore (1978). Los resultados se dieron en valores de $\delta^{34}\text{S}$ referidos al estándar V-CDT. En total se analizó la composición isotópica del azufre de 13 muestras de sulfato.

1.3.5.E. Difracción de rayos X

Esta técnica se basa en hacer incidir una haz de rayos X sobre la muestra, de modo que éstos son difractados por los átomos que constituyen el cristal y hacen que los electrones vibren con la frecuencia de la radiación X incidente, absorbiendo parte de la energía y emitiendo otra parte también en forma de rayos X, actuando como nuevos frentes de ondas. Estas ondas suelen interferirse de forma destructiva salvo en direcciones concretas en las que se encuentran en fase, dando lugar a lo que se conoce como difracción y generando la señal que es recogida por el difractómetro y que da lugar un difractograma (Klein y Hurlbut, 1996-1997).

Más concretamente, se ha utilizado el método de análisis de polvo policristalino desorientado, que se basa en reducir el tamaño de partícula para tratar de tener la mayor desorientación posible de los granos minerales, de modo

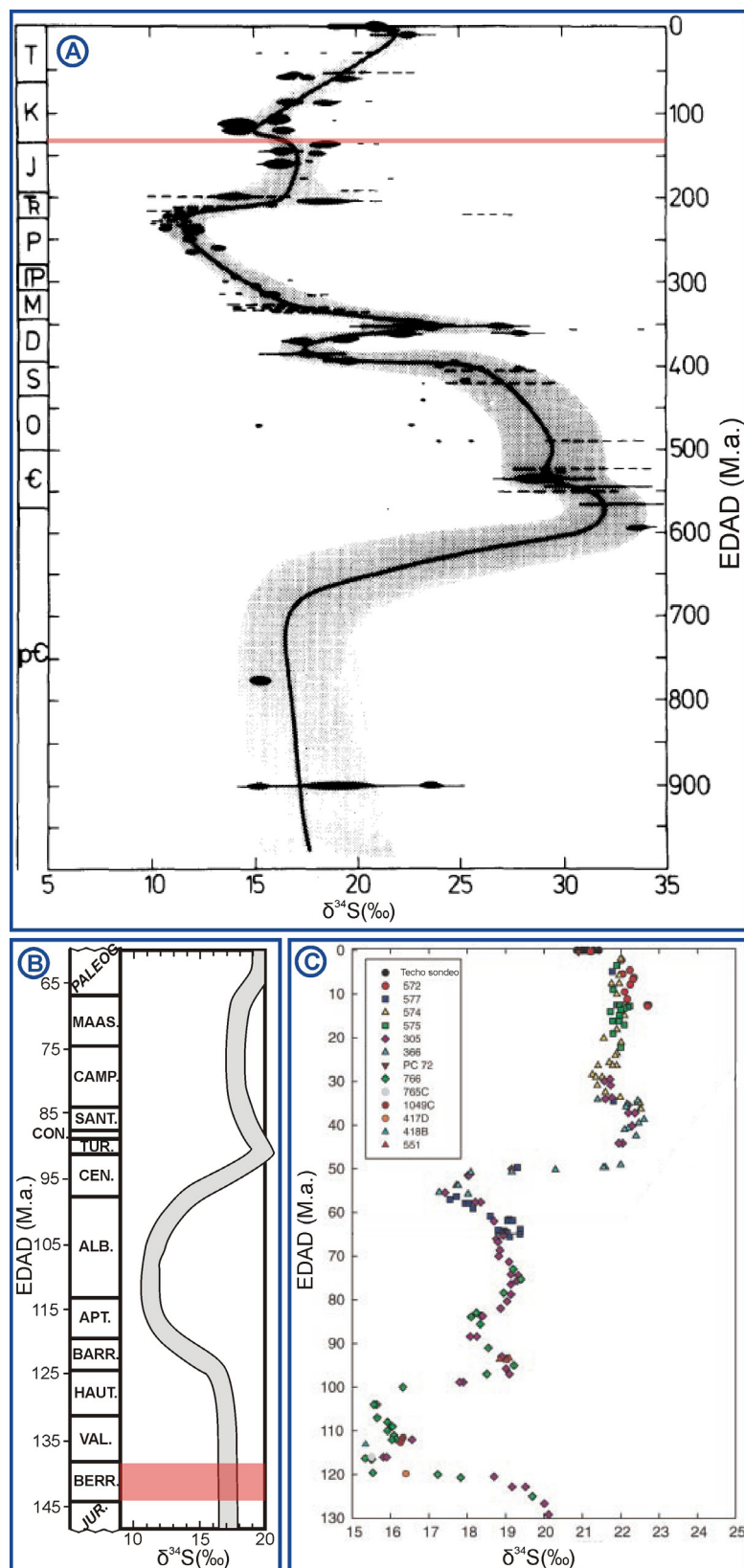


Fig. 1.14. A. Curva de las variaciones del $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfatos marinos desde hace 1000 millones de años a la actualidad (traducida de Claypool et al., 1980). Las líneas continuas corresponden a intervalos con abundantes datos (su espesor indica de manera cualitativa el número de análisis) y las líneas discontinuas corresponden a intervalos con relativamente pocos análisis. La zona sombreada en gris muestra la incertidumbre de la curva. La escala de tiempo empleada es la de Harland et al. (1964). La zona señalada en rojo indica los valores que tendrían los sulfatos marinos berriasienses según esta curva. B. Curva de composiciones isotópicas $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfatos marinos durante el Cretácico (traducida de Arthur et al., 1990). La escala de tiempo es la de Palmer (DNAG, 1983). La zona señalada en rojo indica los valores que tendrían los sulfatos marinos berriasienses según esta curva. C. Curva de las variaciones del $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfatos marinos desde hace 130 millones de años a la actualidad obtenida a partir de datos de barita marina (traducida de Paytan et al., 2004).

que al actuar el haz de rayos X sobre la muestra se asegura que incida sobre la orientación adecuada. Cada mineral da lugar a una serie de reflexiones características a unos ángulos determinados que se recogen en el difractograma, a partir del cual se puede obtener la composición mineralógica global de la muestra.

En este estudio esta técnica se ha utilizado para obtener la composición mineralógica global de algunas muestras y determinar la naturaleza de algunos minerales autigénicos. Esta técnica se ha aplicado a 15 muestras de lutitas, dos de carbonatos y cuatro de areniscas, y tanto la preparación de las muestras como los análisis de difracción de rayos X se han realizado en el Centro de Asistencia a la Investigación de Técnicas Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. El modelo de difractómetro utilizado es el Bruker D8 Advance con ánodo de cobre y un detector SOL-X de dispersión de energías. La radiación empleada es la $K\alpha$ del cobre, el voltaje de 45 KV y la intensidad de 40 mA.

Para la extracción y preparación de la muestra, en primer lugar se seleccionaron las muestras mediante el estudio petrográfico de las láminas delgadas y a continuación se siguieron dos métodos diferentes, en función de la abundancia y tamaño de muestra disponibles. La mayor parte de las muestras se extrajeron de las pastillas con el torno de dentista para poder seleccionar cuidadosamente las láminas de lutita o arenisca que interesaba analizar. Las dos muestras de carbonatos, en cambio, al ser muy homogéneas no requerían una extracción tan selectiva y se obtuvieron directamente de la muestra litológica recogida en el campo. Estas muestras se dejaron secar a temperatura ambiente durante 24 horas y, una vez secas, se hizo un cuarteo de las mismas de modo que la fracción empleada para los análisis fuera representativa. A continuación, se procedió a su disgregación con la ayuda de un molino de ágata eléctrico y se tomó 1 g de muestra.

El procedimiento que se siguió posteriormente es el mismo tanto para las muestras extraídas con el torno de dentista como para las obtenidas directamente de las muestras litológicas del campo. Las muestras se molieron hasta un tamaño de 53 μm , se tamizaron en su totalidad y después se introdujeron en tubos *ependorf*, quedando listas para su análisis en el difractómetro de rayos X. El intervalo de exploración fue de entre 2° y 65° ($\Delta 2\theta$), siendo el intervalo entre pasos de $0,02^\circ$ ($\Delta 2\theta$), y la velocidad de exploración de 1 paso/s.

1.3.5.F. Microscopía electrónica de barrido

Esta técnica se basa en hacer incidir un delgado haz de electrones acelerados sobre una muestra gruesa, opaca a los electrones. Este haz se focaliza sobre la superficie de la muestra, de forma que realiza un barrido de la misma siguiendo una trayectoria de líneas paralelas. Hay dos modos de trabajo, con electrones secundarios, emitidos por los átomos de la muestra debido a la colisión del haz incidente, y los electrones retrodispersados, que son aquellos electrones del haz incidente que han colisionado con los átomos de la muestra y han sido reflejados. En el caso del modo de electrones secundarios, la intensidad de las emisiones varía en función del ángulo que forma el haz incidente con la superficie del material, es decir del relieve de la muestra, dando como resultado una imagen topográfica de la muestra. En el caso de electrones retrodispersados la intensidad varía en función del número atómico medio (Z) de cada fase mineral, lo cual es el mejor método para diferenciar los distintos minerales en muestras pulidas, al no haber relieve. También se pueden realizar análisis químicos semicuantitativos de la composición de zonas puntuales utilizando la emisión de rayos X que se produce al incidir el haz de electrones sobre la muestra. Tanto para la obtención de buenas imágenes como para realizar microanálisis, es necesario cubrir la muestra con una cubierta conductora de

oro o carbono (grafito). Asimismo la muestra debe ser pegada a un porta metálico mediante una pasta conductora (p. ej. grafito).

En este trabajo se han estudiado varias láminas delgadas mediante microscopio electrónico de barrido para analizar en detalle las características texturales y morfológicas de algunas fases minerales, así como para analizar de forma semicuantitativa su composición. Para ello se han usado los equipos del Centro de Asistencia a la Investigación de Técnicas Geológicas (JEOL JSM-820) y del Centro Nacional de Microscopía Electrónica (JEOL JSM 6400), ambos de la Universidad Complutense de Madrid.

2. ¿Llanuras fangoso-arenosas continentales o mareales? Reconocimiento de influencia mareal en ausencia de fósiles marinos y de estructuras sedimentarias mareales clásicas

2.1. Características sedimentarias utilizadas como clásicas evidencias mareales

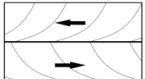

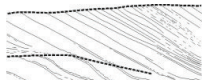
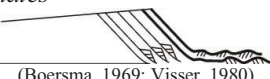

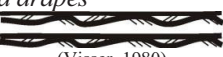
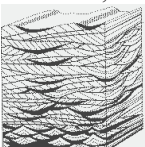

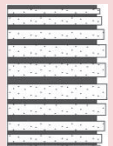
El interés por el estudio sedimentológico de los depósitos mareales comenzó aproximadamente hace 60 años con los trabajos sobre el mar de Wadden en la costa de Holanda y Alemania (p. ej. van Straaten, 1954; van Straaten y Kuenen, 1958; Postma, 1961; Reineck, 1963) y, poco más tarde, sobre llanuras mareales en Inglaterra (Evans, 1965), Francia (Bajard, 1966) y Norteamérica (Klein, 1963, 1964). Estos estudios intentaban responder a dos demandas principales: comprender la zona costera para poder proteger correctamente las poblaciones asentadas en esas áreas y encontrar análogos actuales para las sucesiones sedimentarias antiguas. Sin embargo, la aplicación de los datos obtenidos de depósitos actuales a la interpretación de sedimentos siliciclásticos antiguos se vio dificultada en las primeras etapas de esta disciplina por la ausencia de criterios diagnósticos de sedimentación mareal y la dificultad de preservación de estas evidencias (Davis y Dalrymple, 2012).

Progresivamente se fueron identificando características diagnósticas de origen mareal en depósitos siliciclásticos (Tabla 2.1; Reineck y Wunderlich, 1968; Boersma, 1969; Raaf y Boersma, 1971; Visser, 1980). Así, la presencia de indicadores de bipolaridad en *sets* de estratificación cruzada de pequeña y gran escala se propuso como un buen criterio para reconocer depósitos mareales (Boersma, 1969; Raaf y Boersma, 1971). También la abundancia de estratificación *flaser*, lenticular y ondulada se interpretó como indicador frecuente de sedimentación mareal (Reineck y Wunderlich, 1968; Raaf y Boersma, 1971), aunque también se puede dar en otros ambientes sedimentarios, como frentes deltaicos, bahías interdistributarias, levees fluviales, lagos o lagunas someras y abanicos terminales al final de sistemas fluviales (Coleman y Gagliano, 1965; Reineck y Wunderlich, 1968; Kanes, 1970; Hardie *et al.*, 1978; Ainsworth *et al.*, 2012). Asimismo, la presencia de estratificación sigmoidal se consideró una herramienta útil para reconocer depósitos clásticos mareales en campo (Kreisa y Moiola, 1986; Nio y Yang, 1991).

Por otra parte, en los *sets* de estratificación cruzada de gran escala se encontraron varias características diagnósticas de ambientes mareales. En primer lugar, la presencia de frecuentes superficies de reactivación en *sets* de estratificación cruzada de gran escala se consideró representativa de ambientes mareales porque son causados por la bidireccionalidad e intermitencia de las corrientes mareales (Boersma, 1969; Raaf y Boersma, 1971). En segundo lugar, se observó que frecuentemente estos *sets* de estratificación cruzada se organizan en secuencias formadas por: 1) láminas de avalancha formadas durante la corriente dominante, que reciben el nombre de *tidal bundle* (Boersma, 1969; Visser, 1980), 2) lámina de arcilla o limo que tapiza las láminas de avalancha y se forma durante el repunte de marea sucesivo, que recibe el nombre de *mud drape*, 3) estratificación cruzada de pequeña escala en sentido contrario a la estratificación de gran escala, que se forma durante la marea subordinada, 4) *mud drape* formado durante el repunte de marea posterior (Visser, 1980; Allen y Homewood, 1984). Estas secuencias se consideran características de barras mareales, especialmente si se observan variaciones cíclicas en los espesores de los *tidal bundles* que reflejan los cambios en la velocidad de la corriente de las mareas muertas a las mareas vivas (Visser, 1980; Allen y Homewood, 1984; Yang y Nio, 1985; Nio y Yang, 1991). Además, en el *bottomset* de estas estructuras se observan dobletes de dos *mud drapes* prácticamente paralelos entre sí separados únicamente por una fina lámina de arenisca, que reciben el nombre de *double mud drapes*. Cada uno de estos *double mud drapes* está separado del *double mud drape* anterior y sucesivo por una capa gruesa de arenisca. Los *double mud drapes* son el resultado de que la capa de arena depositada en el *bottomset* durante la corriente subordinada sea mucho más fina que la acumulada durante la corriente dominante (Visser, 1980). La presencia de *double mud drapes* se considera también típica de ambientes mareales, aunque recientemente se han descrito también en abanicos terminales de sistemas fluviales (Ainsworth *et al.*, 2012).

El establecimiento de estos criterios de identificación supuso un gran paso para reconocer depósitos mareales en el registro sedimentario, lo que a su vez constituye una herramienta extremadamente útil para reconstruir la paleogeografía y el área con influencia marina de una cuenca. Sin embargo, muchos de los criterios propuestos se observan únicamente en ambientes submareales o son menos comunes de lo que originalmente se pensaba, como la estratificación cruzada de *herringbone*, indicadora de bipolaridad de la corriente (v. Nio y Yang, 1991). Además, los análisis de ciclicidad pueden resultar engañosos, puesto que diversos procesos, como tormentas o inundaciones fluviales, pueden causar desviaciones en los espesores de los *tidal bundles* y dificultar el reconocimiento de ritmicidades mareales (Dalrymple, 2010). Esto hace que en determinados depósitos en los que no se dan estas estructuras sea mucho más difícil identificar la influencia mareal y, por tanto, se puedan realizar interpretaciones paleoambientales y paleogeográficas incompletas. Si, además de no reconocer la influencia mareal en la sucesión estudiada, ésta no contiene fósiles marinos, la influencia marina en los sedimentos puede pasar totalmente desapercibida y se pueden llegar a interpretar como continentales depósitos con influencia mareal.

Tabla 2.1. Principales evidencias de sedimentación mareal y ambientes sedimentarios en los que se dan. Las casillas resaltadas en rojo señalan criterios diagnósticos por sí solos de sedimentación mareal. Las demás evidencias, aunque son típicas de ambientes mareales, se han encontrado de manera excepcional en otro tipo de medios deposicionales, como abanicos terminales, canales fluviales meandriformes o anastomosados (p.ej. Coleman y Gagliano, 1965; Reineck y Wunderlich, 1968; Kanes, 1970; Hardie et al., 1978; Alam et al., 1985; Ainsworth et al., 2012).

Estructura sedimentaria	Ambiente sedimentario
Estructuras indicativas de bidireccionalidad de las corrientes (e.g. estratificación cruzada de <i>herringbone</i>)  (Nio y Yang, 1991)	Zona submareal o intermareal baja, especialmente en barras arenosas de la zona externa del sistema mareal
Estratificación cruzada sigmoidal  (Kreisa y Moiola, 1986; Nio y Yang, 1991)	Zona submareal o intermareal baja, especialmente en barras arenosas de la zona externa del sistema mareal
Estratificación cruzada de gran escala con superficies de reactivación  (Boersma, 1969; Raaf y Boersma, 1971)	Zona submareal o intermareal baja, especialmente en barras arenosas de la zona externa del sistema mareal
<i>Tidal bundles</i>  (Boersma, 1969; Visser, 1980)	Zona submareal o intermareal baja, especialmente en barras arenosas de la zona externa del sistema mareal
Ciclicidad mareal en tidal bundles  (Visser, 1980; Allen y Homewood, 1984; Yang y Nio, 1985; Nio y Yang, 1991)	Zona submareal o intermareal baja, especialmente en barras arenosas de la zona externa del sistema mareal
<i>Double mud drapes</i>  (Visser, 1980)	Zona submareal o intermareal baja, especialmente en barras arenosas de la zona externa del sistema mareal
Estratificación lenticular, ondulada y <i>flaser</i>  (Reineck y Wunderlich, 1968; Raaf y Boersma, 1971)	Puede darse en multitud de ambientes mareales. Especialmente abundante en zonas intermareales
Estratificación heterolítica inclinada (IHS)  (Thomas et al., 1987)	Barras de meandro. Especialmente en la zona intermareal de barras de meandro fluvio-mareales
Ritmitas mareales en depósitos de acreción vertical  (Tessier y Gigot, 1989; Tessier et al., 1989; Dalrymple y Makino, 1989; Brown et al., 1990; Nio y Yang, 1991; Dalrymple et al., 1991; Shi, 1991; Tessier, 1993; Lanier et al., 1993)	Zona intermareal. Especialmente en la zona fluvio-mareal (llanuras intermareales y parte alta de barras de meandro).

Los estudios posteriores que se han ido realizando en sistemas deposicionales mareales han permitido tener una visión más amplia de este tipo de sistemas e identificar los diversos ambientes mareales que existen: canales, llanuras, barras, marismas... La mayor parte de los sistemas mareales ocupan la zona de transición entre áreas controladas únicamente por procesos fluviales y áreas con condiciones exclusivamente marinas, como es el caso de los sistemas estuarinos y de los sistemas deltaicos dominados por la acción de las mareas (Dalrymple, 2010). Como resultado, se desarrolla una gradación longitudinal de procesos y ambientes (Fig. 2.1, 2.2) a lo largo de estos sistemas (p. ej. Allen, 1991; Dalrymple *et al.*, 1991, 1992; Dalrymple y Choi, 2007; Dalrymple, 2010; Archer, 2013). Los principales factores que controlan estos procesos y determinan la extensión de los distintos ambientes son: a) la batimetría y la morfología del área, b) la energía relativa de las corrientes mareales, fluviales y del oleaje y c) la proporción de agua salada y agua dulce que llega a cada zona. De esta manera, en el área más externa de los sistemas mareales, donde predominan los procesos marinos, suelen predominar las barras elongadas y se dan corrientes bidireccionales, con predominio de las corrientes de flujo (Fig. 2.1). La zona central de los sistemas mareales suele estar controlada por las corrientes marinas o por una mezcla de corrientes marinas y fluviales, especialmente en el caso de los deltas, y está afectada por corrientes bidireccionales, siendo predominantes las de reflujo (Fig. 2.1). En la zona central de los estuarios se desarrollan fundamentalmente llanuras mareales arenosas (Fig. 2.1.A), mientras que en la zona central de los deltas mareales se forman barras o islas arenosas a fangosas (Fig. 2.1.B). Por último, en la zona más interna de los sistemas mareales se desarrollan canales meandriformes fluvio-mareales flanqueados por llanuras arenosas y fangosas (Fig. 2.1., 2.2). Debido a la gran importancia de los procesos fluviales en esta zona interna fluvio-mareal, los procesos mareales van perdiendo importancia progresivamente aguas arriba (Fig. 2.1, 2.3.A), y se dan bien corrientes bidireccionales con predominio del reflujo, bien únicamente corrientes unidireccionales (río abajo) en la zona más interna (Fig. 2.1, 2.3.B), donde las mareas únicamente producen paradas o deceleraciones de la corriente (Dalrymple y Choi *et al.*, 2007). Además, la salinidad del agua va disminuyendo gradualmente hacia el continente, y la intrusión de agua salina procedente del mar no alcanza el extremo más interno de la zona fluvio-mareal (Fig. 2.3.A). Así, aunque se observe modulación mareal en esta zona más interna la composición del agua es dulce (Fig. 2.3.A). Por último, otro aspecto importante a destacar es que las variaciones estacionales en la descarga fluvial controlan de manera importante la sedimentación en la zona fluvio-mareal (Dashtgard *et al.*, 2012; Jablonski y Dalrymple, 2012; Sisulak & Dashtgard, 2012), haciendo que los límites de la influencia mareal y de la intrusión salina (Fig. 2.3.A), así como los patrones de corrientes, varíen estacionalmente.

Teniendo en cuenta estas características, la zona donde más difícil es identificar la influencia mareal es la zona fluvio-mareal interna puesto que en ella predominan o son exclusivas las corrientes de reflujo, la salinidad es baja y fluctuante (pudiendo causar la ausencia o escasez de organismos) y está fuertemente controlada por los procesos fluviales. Sin embargo, la identificación de depósitos de la zona fluvio-mareal es extremadamente importante en sucesiones antiguas porque permite localizar el límite máximo de influencia marina en una cuenca. Por ello, en las últimas décadas se han establecido algunos criterios que posibilitan el reconocimiento de depósitos de la zona fluvio-mareal en determinadas sucesiones.

Así como a principios de los años 1980 se identificaron ciclicidades mareales en *tidal bundles*, a finales de esa misma década se empezaron a reconocer también en depósitos de acreción vertical (Tessier y Gigot, 1989; Tessier *et al.*, 1989; Dalrymple y Makino, 1989; Brown *et al.*, 1990; Nio y Yang, 1991; Rahmani en Nio y Yang, 1991; Tessier en Nio y Yang 1991; Dalrymple *et al.*, 1991; Shi, 1991; Tessier, 1993; Lanier *et al.*, 1993) y recibieron el nombre de ritmitas mareales (en Smith *et al.*, 1991). Aunque las ritmitas mareales pueden formarse en diversos ambientes submareales a intermareales (Dalrymple y Choi, 2007), muy frecuentemente suelen encontrarse en la parte interna o media de estuarios y deltas, concretamente en la parte alta de los *point bar* de los canales meandriformes o en la

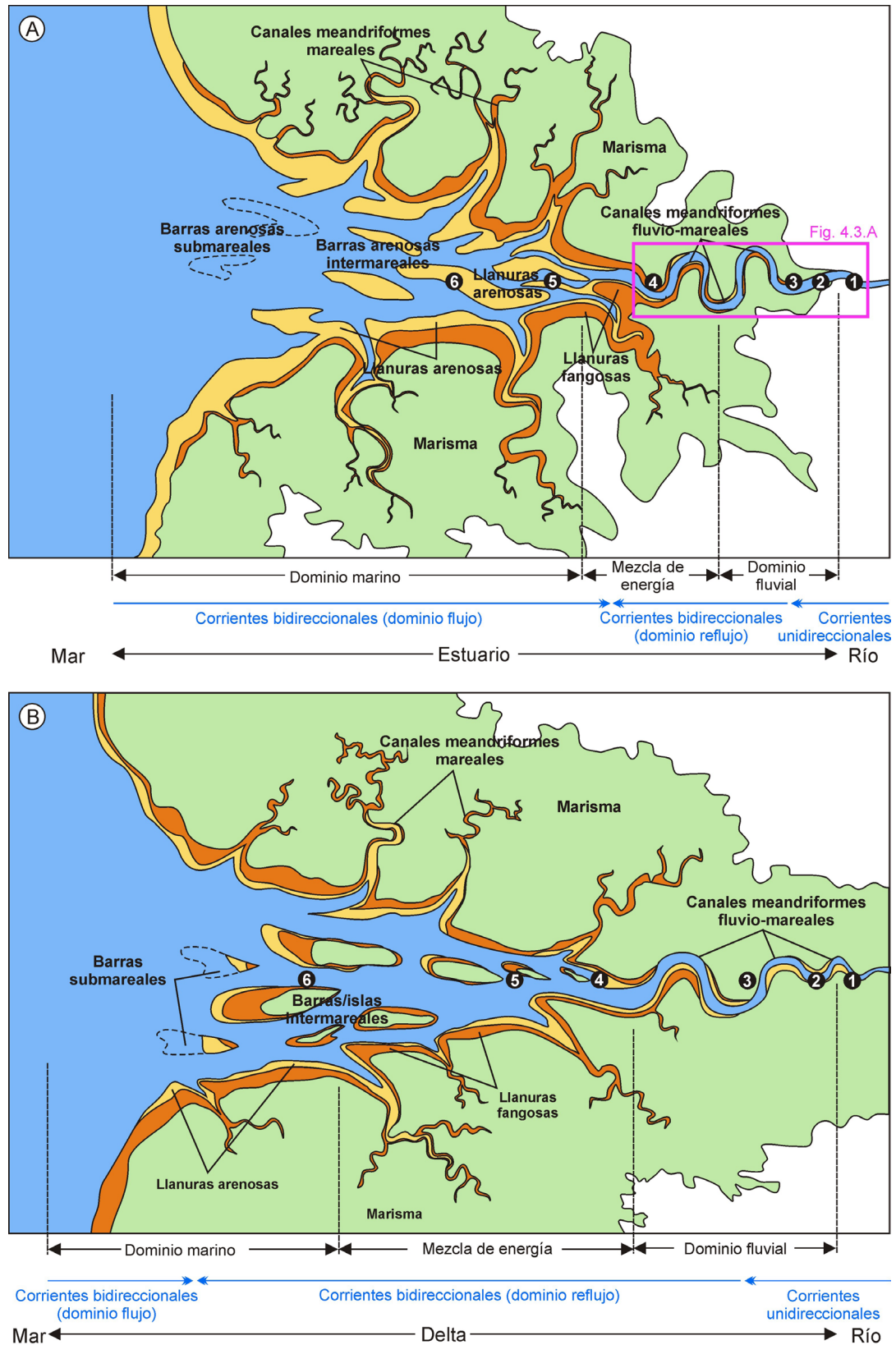


Fig. 2.1.A. Diagrama esquemático de un estuario dominado por las mareas en el que se muestra la distribución de los diferentes ambientes deposicionales (modificado de Dalrymple, 2010, y Dalrymple y Choi, 2007). Nótese la gradación longitudinal de procesos y ambientes debida al predominio de los procesos marinos, fluviales o ambos. La zona interna fluvio-mareal del estuario puede estar formada por un único canal, como se representa en este esquema, o por diversos canales, como se ve en la Fig. 2.2. Los números hacen referencia a los distintos patrones de corrientes representados en la Fig. 2.3.B. **B.** Diagrama esquemático de un delta dominado por las mareas en el que se muestra la distribución de los diferentes ambientes deposicionales. Los números hacen referencia a los distintos patrones de corrientes representados en la Fig. 2.3.B. Obsérvense las diferencias con los estuarios (Fig. A) debidas principalmente a una mayor importancia de las corrientes fluviales en los sistemas deltaicos.

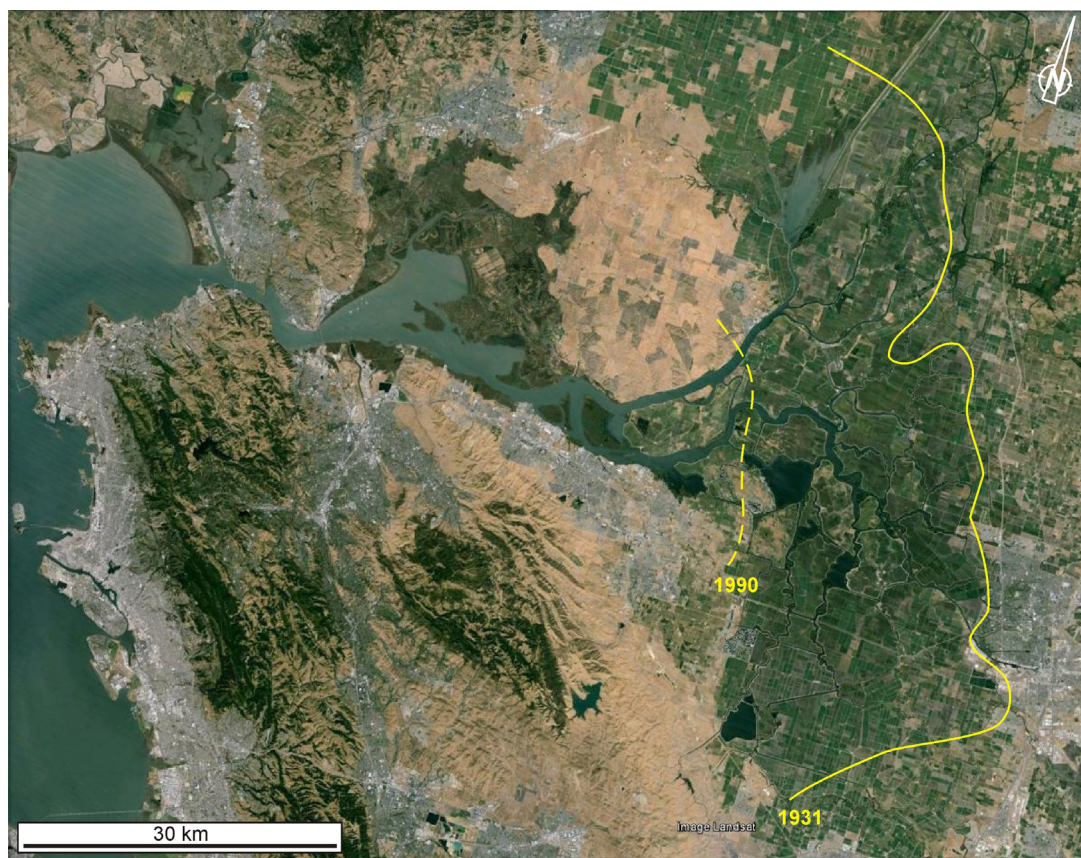


Fig. 2.2. Imagen de satélite del estuario de San Francisco (California). Obsérvese que la zona interna fluvio-mareal está compuesta por multitud de canales meandriformes. Las líneas amarillas reflejan el límite máximo de la intrusión salina (considerada como la zona más tierra adentro en la que se pueden dar salinidades de 1000 ppm de cloruro en el agua hora y media después de la marea alta) en 1931 y 1990. Actualmente la intrusión salina está controlada artificialmente para que el agua de la zona interna del estuario de San Francisco sea dulce durante todo el año.

llanura intermareal media-alta (Tabla 2.1), donde se dan condiciones suficientemente protegidas para preservar la laminación (p. ej. Tessier *et al.*, 1995; Dalrymple, 2010; Archer, 2013). Esto hace de las ritmitas mareales una de las herramientas más útiles para reconocer influencia mareal en sucesiones sedimentarias antiguas en las que no se dan otro tipo de estructuras sedimentarias mareales o fósiles marinos, como son los depósitos formados en la zona fluvio-mareal de estuarios, deltas o bahías mareales protegidas (Kvale y Archer, 1990, 1991; Lanier *et al.*, 1993; Kvale y Mastalerz, 1998; Chakraborty *et al.*, 2003; Hovikoski *et al.*, 2005, 2008; Rebata-H. *et al.*, 2006). Las ritmitas mareales están compuestas por dobletes de arenisca (con laminación paralela o cruzada) y lutita. La lámina de arenisca de cada uno de estos dobletes se forma durante una corriente de marea y la de lutita durante el repunte de marea sucesivo, de forma que cada uno de estos dobletes representa un ciclo de marea (Fig. 2.4). En sistemas mareales semidiurnos se forman dos dobletes cada día, que pueden tener espesores diferentes dependiendo de la desigualdad diurna de las mareas (Kvale, 2012). Además, las ritmitas registran variaciones verticales cíclicas en el espesor de dichos dobletes que reflejan semiciclos lunares (14 días aproximadamente). En ellos, las mareas vivas quedan registradas en los dobletes de mayor espesor y las muertas en los de menor espesor (Fig. 2.4). Posteriormente, se han conseguido identificar también ciclos de apogeo y perigeo (Kvale y Archer, 1991; Kvale, 2012) y ciclicidades semi-anales (Kvale *et al.*, 1994) en algunas ritmitas del registro sedimentario.

Otra herramienta que se utiliza para reconocer depósitos antiguos de la zona fluvio-mareal es el análisis icnológico. El reconocimiento de una particular asociación de icnofósiles puede ser un excelente indicador de las condiciones de estrés resultantes de la dilución del agua marina en ambientes marinos marginales, como estuarios o

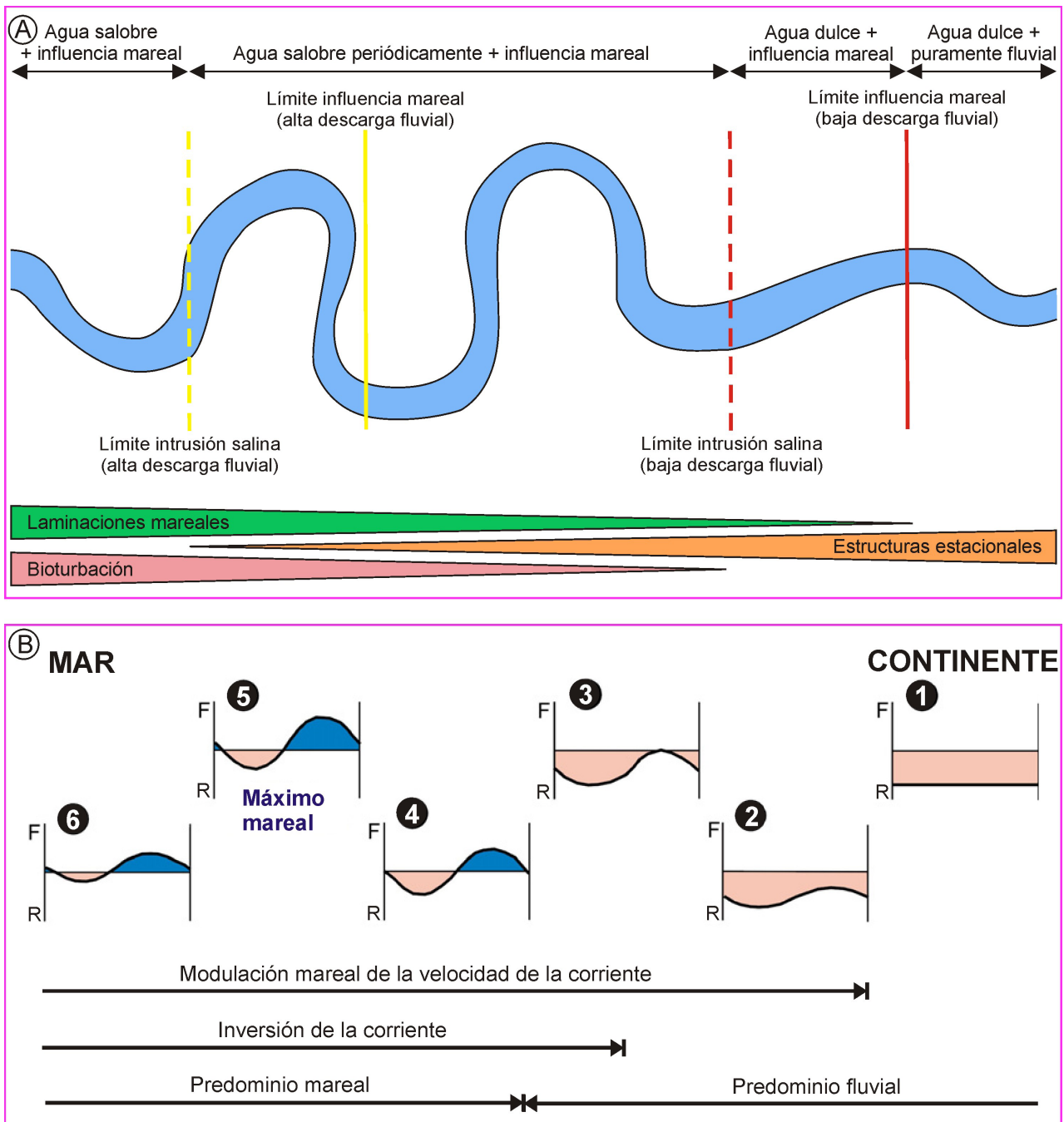


Fig. 2.3.A. Diagrama esquemático de la zona fluvio-mareal desarrollada en la zona más interna de sistemas mareales (ver localización de esta zona dentro de un sistema estuarino en la Fig. 4.1.A). Obsérvese que el límite aguas arriba de la intrusión salina y de la influencia mareal varían dependiendo de la importancia de las descargas fluviales (así como de las variaciones cíclicas en las corrientes mareales). La abundancia relativa de estructuras sedimentarias mareales, la abundancia de bioturbación y la existencia de estructuras relacionadas con fluctuaciones estacionales también varían a lo largo de la zona fluvio-mareal. Modificado de Jablonski y Dalrymple (2012) y Dashtgard et al. (2012). **B.** Representación esquemática de los cambios en la naturaleza del patrón de corrientes a lo largo de un ciclo mareal en sistemas mareales desde la zona con flujo fluvial puro (a la derecha) a la zona con flujo mareal puro (a la izquierda). R = corrientes hacia el mar (fluvial y/o de reflujo), F = corrientes hacia el continente (de flujo). En la situación 1 las corrientes de marea no tienen ninguna influencia y la corriente no sufre oscilaciones significativas a lo largo de un ciclo de marea. En la situación 2 la corriente fluye en dirección hacia el mar continuamente pero se dan variaciones de la velocidad de esa corriente debidas a las mareas. En la situación 3 siguen sin darse inversiones en el sentido de la corriente pero la corriente llega a pararse durante la marea alta. En las situaciones 4 a 6 se dan inversiones en el sentido de la corriente a lo largo del ciclo mareal. Según la influencia de los procesos fluviales va siendo menor (más hacia la izquierda) las corrientes hacia el continente van haciéndose claramente predominantes. La zona de máximo mareal (situación 5), donde los rangos mareales y velocidad de corriente de flujo son mayores, suele estar relacionada con el estrechamiento del sistema mareal. Traducido de Dalrymple y Choi (2007).

deltas (Fig. 2.5). De esta manera, incluso en ausencia de fósiles, se pueden reconocer condiciones de agua salobre en depósitos antiguos e interpretar los distintos subambientes deposicionales (p. ej. Wightman *et al.*, 1987; Pemberton y Wightman, 1992; Ranger y Pemberton, 1992; MacEachern y Pemberton, 1994; Gingras *et al.*, 1999; Rebata-H. *et al.*, 2006; Buatois *et al.*, 2002, 2005; Carmona *et al.*, 2009; Buatois y Mángano, 2011; Musial *et al.*, 2012). Este tipo de estudio de las trazas fósiles, combinado con el análisis de las estructuras sedimentarias, ha sido definitivo para identificar depósitos de la zona fluvio-mareal en diversas sucesiones del registro sedimentario, cuyo carácter mareal no habría sido posible probar de otra manera (Pemberton *et al.*, 1982; Gingras *et al.*, 2002; Hovikoski *et al.*, 2007). Además, el estudio combinado de las estructuras sedimentarias y las trazas fósiles también ha permitido reconocer una icnofauna (Fig. 2.5) muy distintiva de la zona de agua dulce del área fluvio-mareal (Buatois *et al.*, 1997). Recientemente se ha puesto de manifiesto la necesidad de encontrar criterios icnológicos que permitan identificar, no solo ambientes de agua salobre, sino procesos y ambientes mareales (Gingras *et al.*, 2012).

Sin embargo, a pesar del establecimiento de criterios icnológicos o de reconocimiento de ciclicidades mareales, la identificación de depósitos formados en ambientes con influencia mareal pero en los que los procesos fluviales y la descarga de agua dulce son importantes sigue siendo difícil en muchas sucesiones estratigráficas. El desarrollo de ritmitas mareales requiere unas circunstancias particulares, como son altas tasas de sedimentación, altas tasas de sedimento en suspensión, corrientes mareales relativamente fuertes y sedimentación en un ambiente protegido donde el sedimento no se vea alterado por las tormentas (p. ej. Tessier *et al.*, 1995; Dalrymple, 2010). En numerosos ambientes fluvio-mareales no se dan estas circunstancias y, por lo tanto, los depósitos no contienen ritmitas indicativas de sedimentación mareal. Además, incluso en ambientes en los que teóricamente podrían formarse ritmitas, éstas pueden verse alteradas por la bioturbación o enmascaradas por la llegada de descargas fluviales

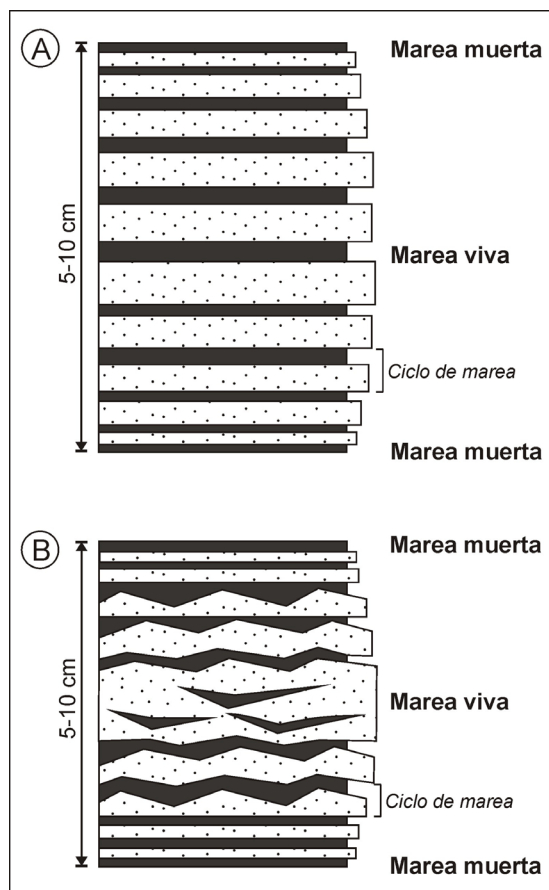


Fig. 2.4. Representación esquemática de las ritmitas mareales de la bahía del Mont-Saint-Michel en las que quedan registrados los ciclos de marea y el semiciclo lunar. Traducida de Tessier (1993). **A.** Ritmitas mareales desarrolladas en capas con estratificación paralela de bajo régimen de flujo. Nótese el aumento del grosor de los dobletes desde las mareas muertas a las vivas, debido al incremento de la velocidad de las corrientes, y la reducción del grosor de los dobletes de las mareas vivas a las muertas, causado por la disminución de la velocidad de las corrientes. **B.** Ritmitas mareales desarrolladas en capas con estratificación cruzada de pequeña escala. Nótese, además de las variaciones en los espesores de los dobletes, el cambio a lo largo del ciclo de marea muerta-viva-muerta el cambio de estratificación paralela a ondulada, flaser, ondulada de nuevo y, por último, paralela.

que interrumpen la ciclicidad. Por otra parte, en algunas sucesiones formadas en ambientes mareales el contenido icnológico es muy bajo, impidiendo realizar un análisis completo que permita interpretar las condiciones de salinidad y paleoambientes en los que se formaron los depósitos. La escasa presencia de organismos bioturbadores en estos ambientes puede deberse a fuertes y bruscas variaciones en la salinidad y temperatura y a tasas de sedimentación inusualmente altas, que impiden la bioturbación y colonización del sedimento (Tessier *et al.*, 1995). Sin embargo, en el registro estratigráfico, esta ausencia o escasez de bioturbación podría interpretarse también como resultado de la sedimentación en ambientes puramente fluviales.

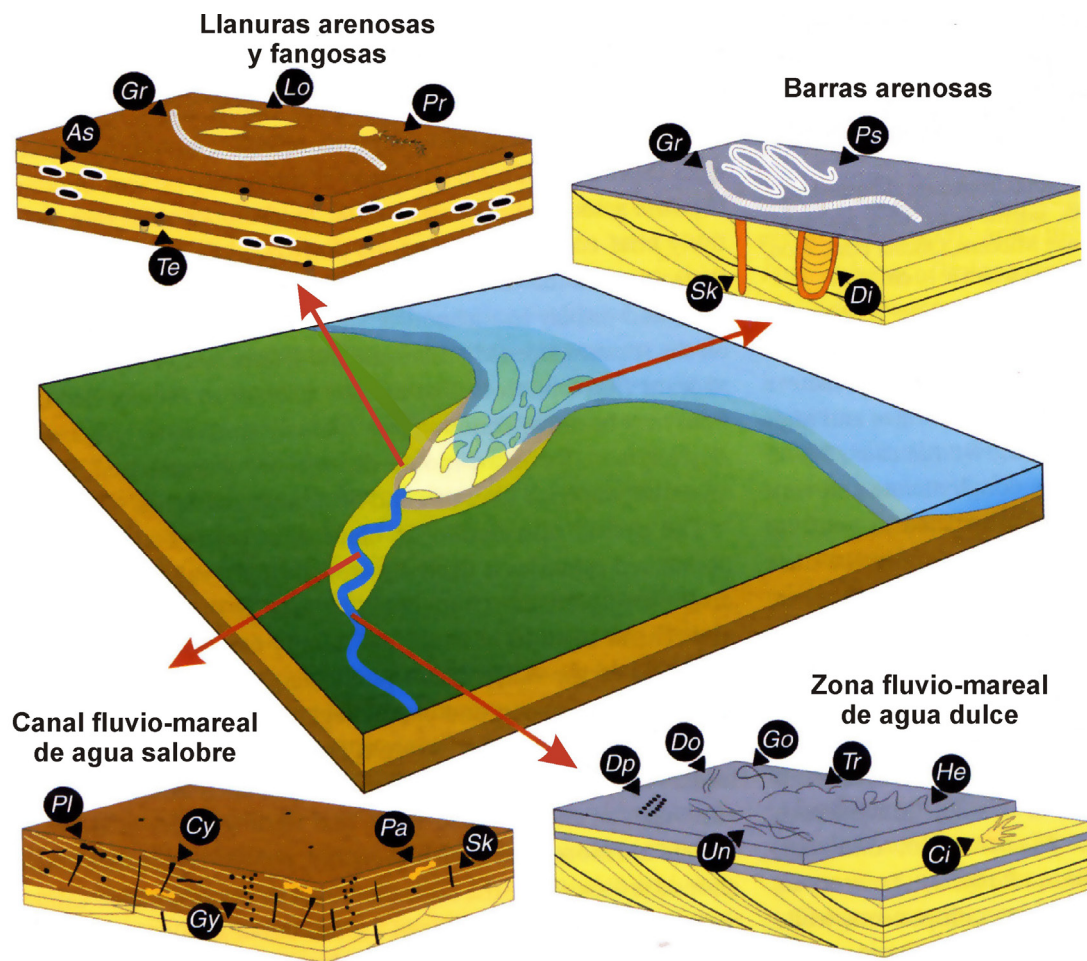


Fig. 2.5. Reconstrucción esquemática de la distribución de trazas fósiles en estuarios dominados por las mareas (modificado de Buatois y Mángano, 2011). En la zona fluvio-mareal de agua dulce no puede habitar fauna marina o de agua salobre. Las trazas fósiles que se pueden observar son pisadas de artrópodos (p. ej. Dp = Diplichnites, Do = Diplopodichnus), anfibios y reptiles (p. ej. Ci = Cincosaurus), trazas de descanso de insectos, trazas de pastoreo (p. ej. Go = Gordia, He = Helminthopsis), estructuras de alimentación (p. ej. Tr = Treptichnus) y trazas de locomoción de peces (p. ej. Un = Undichnia). Las únicas estructuras orgánicas penetrativas que se dan en esta zona son huellas de raíces. En los canales fluvio-mareales de la zona de agua salobre la icnodiversidad es mínima debido a las condiciones muy estresantes y la bioturbación se distribuye de forma dispersa. La parte baja del canal apenas está bioturbada debido a la rápida migración de las formas de fondo. Las barras de meandro asociadas están comparativamente más bioturbadas y con mayor icnodiversidad, en mayor medida cuanto más hacia el mar, incluyendo icnotaxones como Planolites (Pl), Gyrolithes (Gy), Cylindrichnus (Cy), Skolithos (Sk) y Palaeophycus (Pa). Las llanuras mareales de los estuarios están más bioturbadas que las barras de meandro de los canales y contienen icnotaxones claramente indicativos de influencia marina. Las trazas fósiles incluyen trazas de descanso (p. ej. Lo = Lockeia), locomoción (p. ej. Gr = Gyrochorte, Pr = Protovirgularia), pastoreo, alimentación (p. ej. Te = Teichichnus, As = Asterosoma) y habitación y son más abundantes en los depósitos fangosos que en los arenosos. Las barras arenosas de la parte externa del estuario suelen estar poco bioturbadas por las altas velocidades de la corriente y altas tasas de sedimentación. Pueden darse estructuras verticales de alimentación en estas barras (p. ej. Sk = Skolithos, Di = Diplocraterion) y trazas horizontales de pastoreo y alimentación (p. ej. Gr = Gyrochorte, Ps = Psammichnites) en los mud drapes que ocasionalmente cubren las barras..

2.2. Depósitos continentales confundibles con sedimentos mareales

Las dificultades para reconocer depósitos antiguos formados en determinados ambientes mareales con importante llegada de agua dulce hacen que a menudo puedan ser interpretados como formados en medios estrictamente continentales. Estos depósitos podrían confundirse fácilmente, en muchos casos, con depósitos de llanuras fangoso-arenosas continentales puesto que comparten con ellos varias características, como son su relación lateral con depósitos aluviales o fluviales, el desarrollo de capas de arenisca y lutita lateralmente muy continuas, predominio de facies no canalizadas, abundantes evidencias de exposición subaérea, ausencia de fósiles e icnofósiles marinos y alternancia de períodos de tracción y decantación (Tabla 2.2). Este tipo de llanuras continentales consisten en cualquier tipo de superficie plana y horizontal cubierta por arena o fango, por la que discurren flujos no confinados predominantemente (cf. Hardie *et al.*, 1978; Hubert & Hyde, 1982; Gómez-Fernández & Meléndez, 1994b; Fisher *et al.*, 2008; North & Davidson, 2012). Por lo tanto, se forman llanuras fangoso-arenosas en lugares tan variados como sistemas de *playa-lake*, en la parte más distal de los abanicos aluviales y bordeando los lagos salinos (Fig. 2.6.A; Hardie *et al.*, 1978, Robertson-Handford, 1982; Smoot & Lowenstein, 1991); abanicos terminales formados al final de sistemas fluviales (Fig. 2.6.B; Fisher *et al.*, 2008; Ainsworth *et al.*, 2012); o llanuras de inundación de canales fluviales efímeros (Fig. 2.6.C; Sneh, 1983; Deluca y Eriksson, 1989). Las importantes implicaciones paleoambientales y paleogeográficas que tiene interpretar los depósitos como formados en un ambiente continental, que puede ser incluso endorreico, o como formados en medios de la transición fluvio-mareal, hacen necesario establecer una serie de criterios para distinguir ambos tipos de sedimentos. A lo largo del presente capítulo y en el artículo de Quijada *et al.* (en prensa) se presentan algunos criterios que pueden ayudar en esta tarea, como la presencia de alternancias cíclicas de capas submilimétricas a centimétricas de arenisca y lutita o la asociación de estas capas no canalizadas con cuerpos de lóbulos de meandro (Tabla 2.2).

Por otro lado, los depósitos formados en canales meandriformes de la zona fluvio-mareal pueden ser interpretados como formados en lóbulos de meandro puramente fluviales si no se da con las evidencias necesarias para detectar la influencia mareal en ellos, como el muy bajo ángulo de las unidades de acreción lateral, el contacto gradual entre los cuerpos de lóbulos de meandro y las facies de llanura o la presencia de estratificación heterolítica inclinada (Tabla 2.3). La presencia de grandes reservas de hidrocarburos en los cuerpos de lóbulos de meandro con influencia mareal de la Formación McMurray de Canadá ha hecho que desde finales del siglo XX se esté incrementando el volumen de conocimiento en este tipo de depósitos, tanto mediante el estudio de dicha formación (p. ej. Pemberton *et al.*, 1982; Mossop y Flach, 1983; Flach y Mossop, 1985; Ranger y Pemberton, 1992; Wightman y Pemberton, 1997; Langenberg *et al.*, 2002; Crerar y Arnott, 2007; Hubbard *et al.*, 2011; Musial *et al.*, 2012), como de análogos actuales (Choi *et al.*, 2004; Dashtgard *et al.*, 2012; Sisulak y Dahstgard, 2012). Sin embargo, siguen existiendo numerosos problemas para distinguir los cuerpos de lóbulos de meandro puramente fluviales de aquéllos con influencia mareal en el registro sedimentario.

Tabla 2.2. Características sedimentarias de los depósitos de llanuras fangoso-arenosas intermareales y continentales.

	Llanuras intermareales (basado en los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala)	Llanuras fangoso-arenosas de abanicos terminales (basado en Fisher <i>et al.</i> , 2008; Ainsworth <i>et al.</i> , 2012)	Llanuras fangoso-arenosas de sistemas de playa-lake (basado en Hardie <i>et al.</i> , 1978; Snoot y Lowenstein, 1991)	Llanura de inundación de río efímeros (basado en Sneh, 1983; Deluca y Eriksson, 1989)
Sedimento	Arcilla a arena media	Arcilla a grava	Arcilla a arena gruesa	Arcilla a arena fina
Morfología de las capas	Tabular	Tabular	Tabular	Tabular
Espesor de las capas formadas en cada inundación de la llanura	Submilimétrico a centimétrico	Centimétrico a decimétrico	Centimétrico a decimétrico	Milimétrico a decimétrico
Alternancia de capas de arena y lutita	Muy abundante Forma laminación paralela y estratificación <i>flaser</i> , ondulada y lenticular.	Común en la zona distal del abanico Forma laminación paralela y estratificación <i>flaser</i> , ondulada y lenticular.	Común en la llanura arenosa Forma laminación paralela y estratificación ondulada.	Común Forma laminación paralela y estratificación <i>flaser</i> y ondulada.
Ciclicidad en la alternancia de capas de arena y lutita	Sí Ciclicidad mareal	No Sedimentación episódica	No Sedimentación episódica	No Sedimentación episódica
Grietas de desecación	Muy abundantes Más abundantes en las facies de llanura mareal que en los cuerpos de lóbulos de meandro.	Muy abundantes	Muy abundantes	Muy abundantes Tan abundantes en la llanura de inundación como en las facies de canal.
Cuerpos canalizados con los que se asocian	Cuerpos de lóbulos de meandro	No suelen estar atravesadas por canales. Hacia la parte proximal se relacionan con canales distributarios efímeros.	No suelen estar atravesadas por canales. Hacia la parte proximal se relacionan con canales distributarios efímeros.	Cuerpos formados de base a techo por: conglomerados, aren con estratificación cruzada de gran escala o laminación paralela y arena masiva o con <i>ripples</i> de corriente.

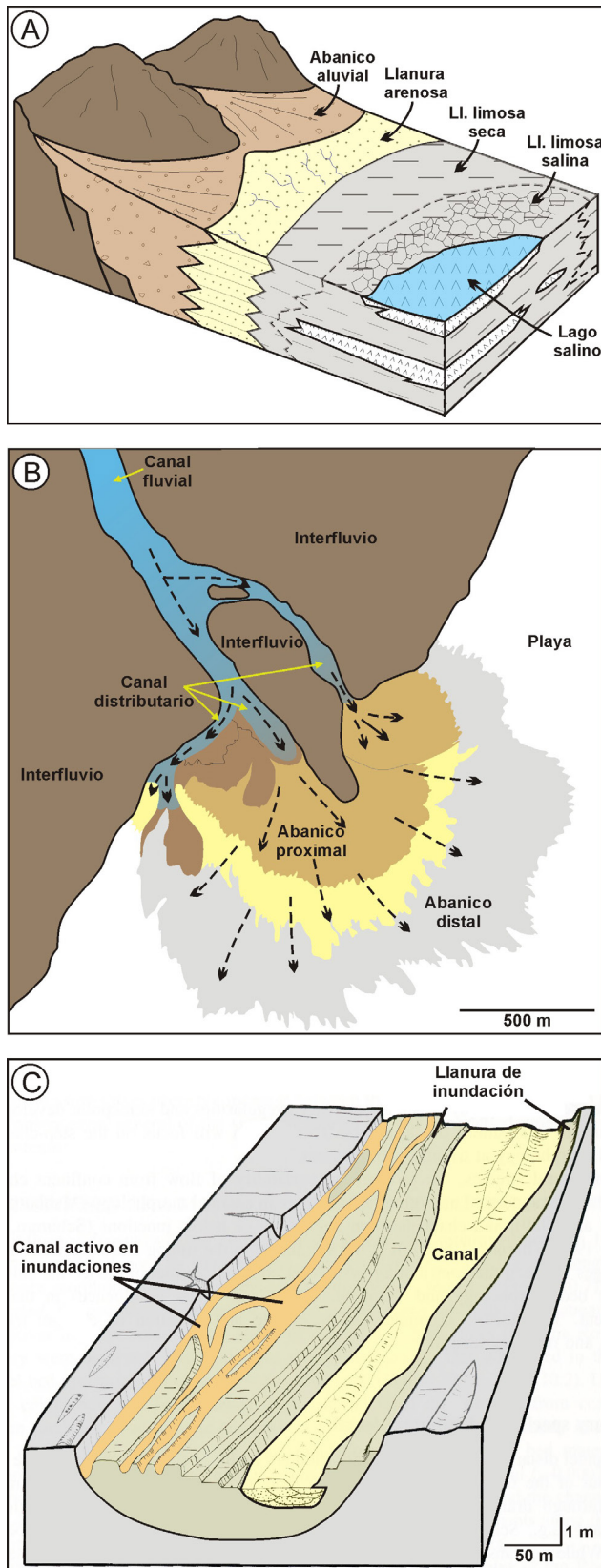


Fig. 2.6. Esquemas de llanuras arenosas y fangosas continentales. **A.** Bloque diagrama esquemático de los sistemas de playa-lake en el que se muestra la localización de las llanuras arenosas y fangosas entre los abanicos aluviales y los lagos salinos. La sedimentación en las llanuras arenosas y fangosas se produce como consecuencia de flujos no confinados. En las llanuras arenosas se acumulan arenas con laminación paralela horizontal y estratificación ondulada. En las llanuras fangosas se acumulan láminas gradadas de limos y arcillas y láminas alternantes de arcilla, limo y arena que forman estratificación lenticular. En las llanuras fangosas salinas el sedimento está muy alterado por la precipitación de evaporitas. Modificado de Kendall (1992). **B.** Representación esquemática de los elementos morfosedimentarios de un abanico terminal, basada en el abanico terminal formado en la desembocadura del río Douglas al lago Eyre (Australia). En los canales distributarios se dan flujos confinados y se acumulan arenas con estratificación cruzada de pequeña y gran escala que pueden estar tapizadas por mud drapes. El abanico terminal propiamente dicho se forma como resultado de flujos no confinados en los que la velocidad de la corriente va disminuyendo gradualmente desde la zona proximal a la distal. En el abanico proximal se acumulan arenas con estratificación cruzada de pequeña y gran escala y arenas masivas y muy ocasionalmente se forman mud drapes. En el abanico distal sedimentan arcillas masivas o con laminación paralela, comúnmente intercaladas con capas de arena masiva que confieren un aspecto bandeado a estos depósitos. Modificado de Fisher et al. (2008). **C.** Bloque diagrama esquemático de sistemas fluviales efímeros, basado en el río Todd de Australia cuyo lecho está seco el 98% del año. El relleno de canal de este tipo de ríos suele estar formado por conglomerados o areniscas con estratificación cruzada de surco o paralela de alto régimen de flujo. Los depósitos de la llanura de inundación se forman como resultado de flujos no confinados y suelen incluir arena masiva, arena con laminación paralela de alto régimen de flujo, arena y limo con laminación cruzada, alternancia de láminas de arcilla y limo y capas gruesas de arcilla masiva. Durante las inundaciones se pueden formar canales también en la llanura de inundación y en caso de megainundaciones se pueden llegar a inundar áreas topográficamente más altas (área gris de la figura). Modificado de Bourke y Pickup (1999).

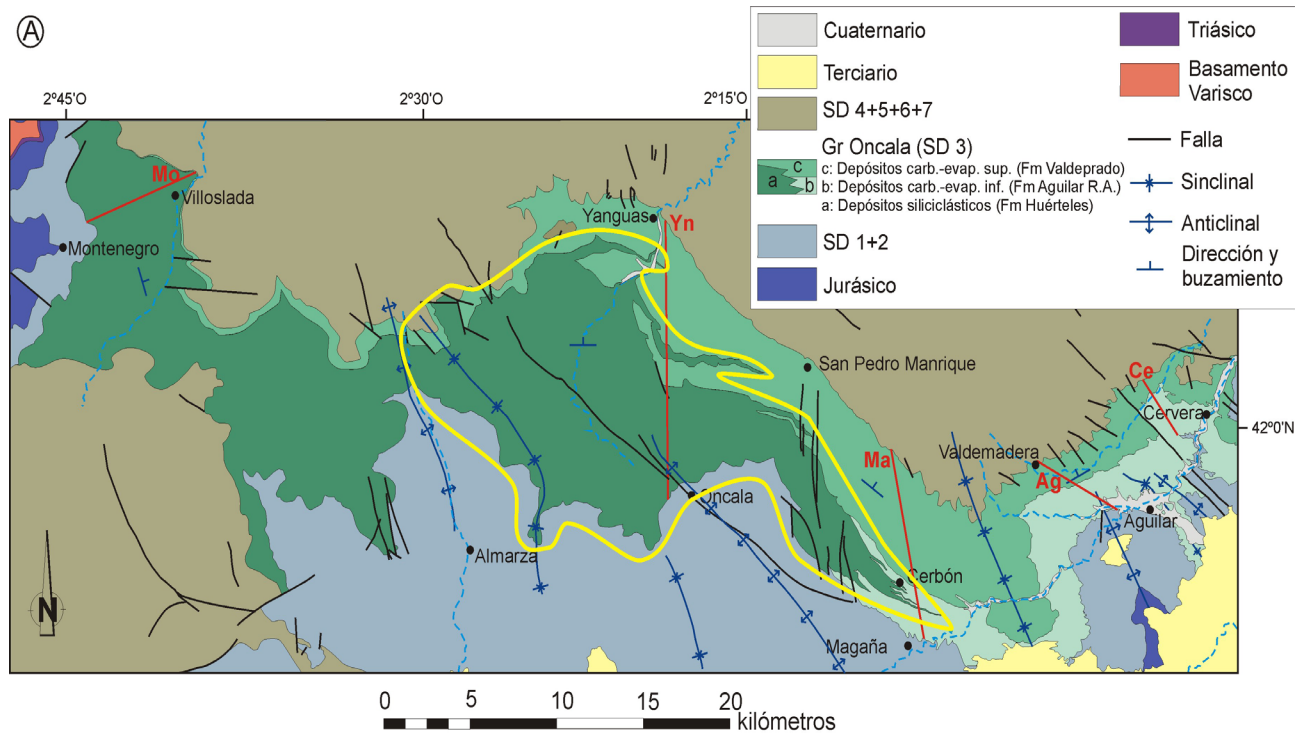
2.3. Aportación de los sedimentos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala a la distinción entre depósitos fluvio-mareales y sedimentos exclusivamente continentales

El estudio de los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala (Fig. 2.7) aporta nuevos criterios para avanzar en el reconocimiento de depósitos antiguos formados en ambientes con influencia mareal en los que no se dan muchas de las estructuras sedimentarias mareales clásicas ni fósiles marinos. Los sedimentos del Grupo Oncala presentan características que, en un primer momento, podrían adscribirse a depósitos de llanuras fangoso-arenosas continentales o de canales fluviales meandriformes y sus llanuras de inundación. De hecho, estas interpretaciones se han dado para estos sedimentos por otros autores anteriormente (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994b; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000; Mas *et al.*, 2002a). Sin embargo, el estudio más detallado de estas facies lleva a reconocer que numerosas características no son coherentes con estas interpretaciones sino que apuntan a depósitos formados en ambientes con influencia mareal (Tablas 2.2 y 2.3). Los criterios de reconocimiento de procesos mareales que aporta el estudio de los depósitos del Grupo Oncala pueden resultar muy útiles para interpretar otras sucesiones similares del registro estratigráfico.

Los depósitos siliciclásticos de interés para el objetivo de este estudio se encuentran en el área central del Grupo Oncala, estando presentes al menos desde el puerto de Piqueras hasta las cercanías de la localidad de Cerbón (Fig. 2.7). Hacia el oeste, estos depósitos están relacionados lateralmente con depósitos fluviales (Gómez-Fernández, 1992; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000). Hacia el este, pasan muy gradualmente a depósitos carbonático-evaporíticos (Fig. 2.7) interpretados como formados en cuerpos de agua someros carbonático-evaporíticos (v. capítulo 3 y artículo de Quijada *et al.*, 2013a). Estos depósitos carbonático-evaporíticos no presentan estructuras sedimentarias o fósiles claramente marinos que sugieran cercanía al mar de manera evidente y, por lo tanto, no conducen a pensar en una posible influencia marina en los depósitos siliciclásticos adyacentes, que de hecho fueron considerados por varios autores como sedimentos continentales (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994b; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000; Mas *et al.*, 2002a). Además de estos cambios laterales de facies, también se observan cambios de facies en la vertical, de forma que, en esta área central del Grupo Oncala, en la parte inferior de la unidad, predominan los depósitos siliciclásticos y progresivamente hacia el techo van siendo más abundantes los depósitos carbonático-evaporíticos hasta que en la parte superior de la unidad los carbonatos y evaporitas son claramente predominantes (Fig. 2.7). Los sedimentos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala se estudiaron en las secciones estratigráficas de Yanguas, donde están presentes en la parte inferior y media de la columna (Fig. 1.11; anexo 2), y de Magaña, parte inferior de la columna (Fig. 1.11; anexo 3), y en numerosas secciones parciales con buenas condiciones de afloramiento (Fig. 1.11).

Los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala están compuestos por lutitas y areniscas, de grano medio a muy fino en su mayoría. Destaca la gran cantidad de lutita frente al contenido en areniscas en estos depósitos (Fig. 2.8, 2.9), siendo la proporción arenisca:lutita de alrededor de 1:4. Además, resulta llamativa la gran continuidad lateral de las capas que constituyen estos depósitos siliciclásticos puesto que se pueden seguir a lo largo de decenas a cientos de metros (Fig. 2.9, 2.10).

Dentro de los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala se distinguen dos asociaciones de facies: cuerpos de lóbulos de meandro y capas heterolíticas no canalizadas (Fig. 2.11). Las capas heterolíticas no canalizadas son mucho más abundantes que los cuerpos de lóbulos de meandro, constituyendo alrededor del 80% de



(B)

Stratigraphic column showing the NW-SE profile of the study area. The column is divided into sections labeled Mo, Yn, Ma, Ce, and Ag. The column shows various geological units and structural features. A scale bar indicates 0 to 20 kilometers. A north arrow is present. The column is bounded by coordinates 2°45'0" to 2°15'0" longitude and 42°0'0" latitude.

Legend:

- Arenisca y conglomerado
- Arenisca
- Lutita
- Láminas de carbonato y láminas de pseudomorfo de yeso en calcita y cuarzo
- Alternancia de láminas de carbonato y yeso 2^{ario}
- Brecha carbonática
- Carbonato masivo
- Pseudomorfos de yeso lenticular centimétrico
- Grietas de desecación
- Ripples
- Tepees
- Depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala

Fig. 2.7.A. Mapa geológico del Grupo Oncala en el que se señala el área de interés para el estudio de los depósitos siliciclásticos con influencia mareal (resaltado en amarillo). Obsérvese que estos depósitos cambian lateral y verticalmente a facies carbonático-evaporíticas. Las líneas rojas indican la localización de las columnas estratigráficas del Grupo Oncala (Mo = columna de Montenegro, Yn = columna de Yanguas, Ma = columna de Magaña, Ag = columna de Aguilar, Ce = columna de Cervera). **B.** Secciones estratigráficas sintéticas del Grupo Oncala completo de base a techo en las que se han coloreado en rojo los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala (excepto las lutitas asociadas a los depósitos carbonáticos, v. capítulo 3, apartado 3.4.1.e). Obsérvese que estos depósitos cambian lateral y verticalmente a facies carbonático-evaporíticas. Los depósitos siliciclásticos objeto de estudio se han resaltado en amarillo.

Tabla 2.3. Características sedimentarias de los depósitos de sistemas meandriformes fluvio-mareales y fluviales.

		Fluvio-mareal (basado en los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala)	Fluvial (basado en Moody-Stuart, 1966; Puigdefabregas y Van Vliet, 1978; Taylor y Woodyear, 1978; Díaz-Molina, 1979; Thomas <i>et al.</i> , 1987; Bhattacharya, 1997; Chakraborty, 2012)
Sedimento	Cuerpo de lóbulo de meandro	Arena media a arcilla	Grava a arena fina
	Llanura*	Arcilla a arena media	Arcilla a limo (arenisca ocasionalmente)
Proporción cuerpos de lóbulos de meandro /facies de llanura		Predominio claro de facies de llanura	Predominio de cuerpos de lóbulos de meandro
Contacto entre los cuerpos de lóbulos de meandro y facies de llanura		Gradual	Neto
Ángulo de las unidades de acreción lateral de los cuerpos de lóbulos de meandro		Muy bajo	Muy variable
Estratificación heterolítica inclinada (IHS) en cuerpos de lóbulos de meandro		Muy común Las unidades de acreción lateral lutíticas se acumulan desde la parte baja a la alta de las barras de meandro.	Rara Las unidades lutíticas se acumulan en la parte alta de las barras de meandro.
Estructuras de exposición subaérea en cuerpos de lóbulos de meandro		Comunes	Ocasionales
Estructuras de exposición subaérea en facies de llanura		Muy abundantes	Comunes
Dobletes de arenisca-lutita, formando laminación paralela y estratificación flaser, ondulada y lenticular		Comunes Son muy abundantes en las facies de llanura y en la parte alta de las barras de meandro.	Raros (solo estratificación flaser). Se dan en la parte alta de las barras de meandro.
Ciclicidad mareal en dobles de arenisca-lutita		Sí, si se dan condiciones favorables para su preservación.	No
Paleocorrientes		Unidireccionales generalmente aguas abajo (ocasionalmente bidireccionales)	Unidireccionales aguas abajo
Fósiles y trazas fósiles		Escasos De agua dulce y/o salobre	Escasos De agua dulce

* Llanura = llanura intermareal (en el caso de sistemas fluvio-mareales) o llanura de inundación (en el caso de sistemas fluviales).

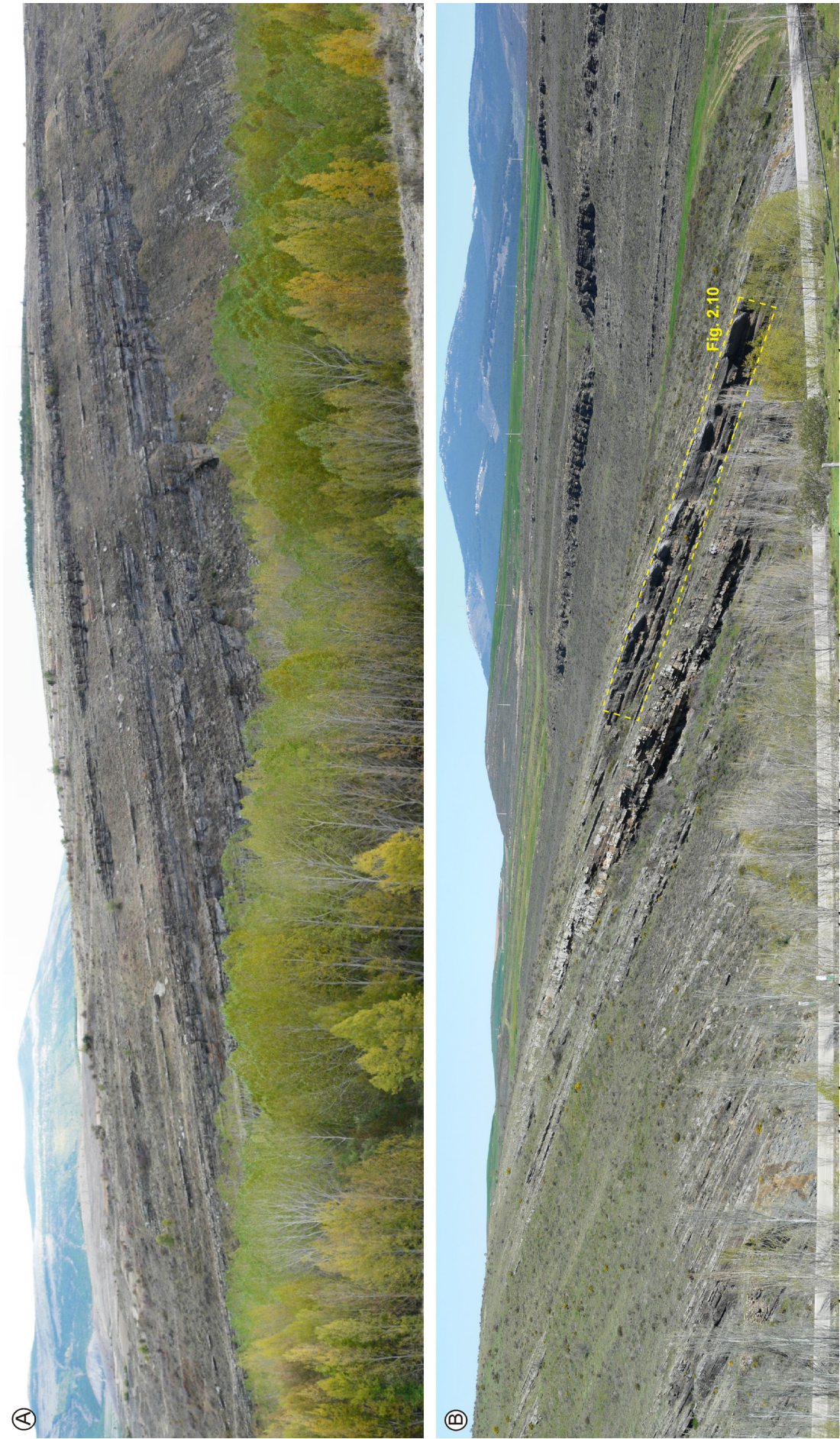


Fig. 2.8. Aspecto de campo característico de los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala formados por capas de gran continuidad lateral.

los depósitos. Además, intercaladas entre las capas heterolíticas no canalizadas también hay algunas capas tabulares de dolomía (Fig. 2.11), cuya abundancia es inferior al 5% de los depósitos aproximadamente. En los siguientes apartados se describen brevemente estas asociaciones de facies, dedicando especial atención a las siliciclásticas, y se interpreta el ambiente deposicional en el que se formaron.

2.3.1. Asociación de facies SL. Cuerpos de lóbulos de meandro

Los cuerpos de lóbulos de meandro son cuerpos tabulares asimétricos de entre 1 y 4 m de espesor y que pueden llegar a alcanzar aproximadamente hasta 100 m de continuidad lateral (Fig. 2.12). Las bases de estos cuerpos son superficies erosivas ligeramente irregulares (Fig. 2.12.A, C) y los techos son predominantemente planos y pasan

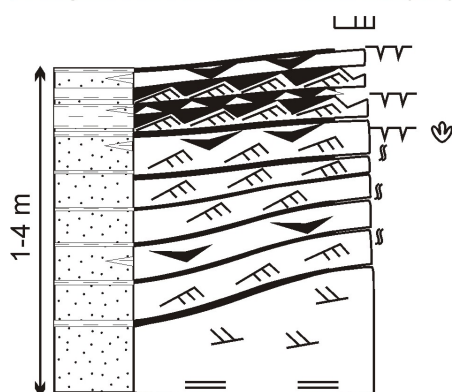


Fig. 2.9. Aspecto característico de las facies siliciclásticas no canalizadas del área central del Grupo Oncala, que contienen gran cantidad de sedimento de grano fino y muestran aspecto laminado.

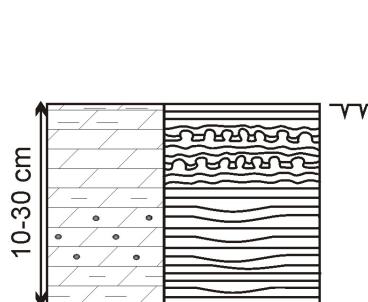


Fig. 2.10. Detalle de los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala mostrados en la Fig. 2.8.B (zona resaltada en amarillo en dicha figura). Estos depósitos están formados por una alternancia de capas lateralmente muy continuas de arenisca y de lutita.

Barra de meandro en
cuerpo de lóbulo de meandro (SL)

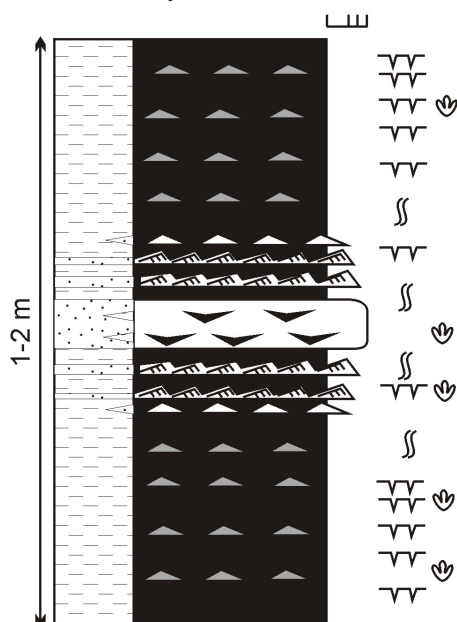


Capa tabular de dolomía (CT)



Capas heterolíticas no canalizadas (SH)

*Con estratificación lenticular,
ondulada y flaser*



*Con dobletes de lutita-arenisca
con laminación horizontal*

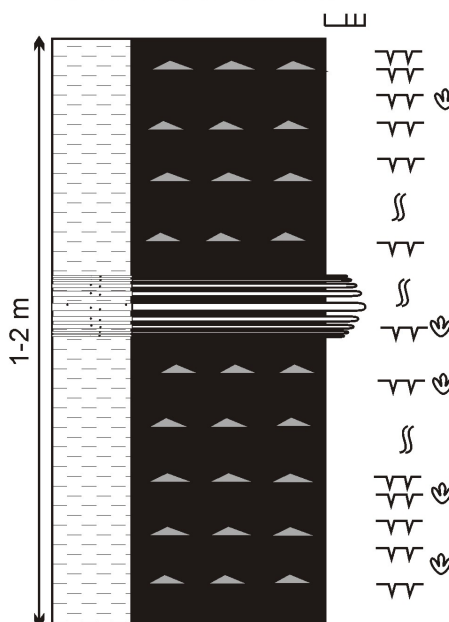


Fig. 2.11. Esquemas de las tres asociaciones de facies presentes en el área central del Grupo Oncala.

gradualmente a las capas heterolíticas no canalizadas suprayacentes (Fig. 2.13.A). En algunas secciones transversales se puede ver el surco erosivo que limita estos cuerpos por un extremo y el tapón o *channel plug* que los limita por el otro extremo (Fig. 4.12.C). Los cuerpos de lóbulos de meandro están formados por una o varias barras de meandro o *point bars* (*sensu* Díaz-Molina, 1993), separadas por superficies erosivas que se interpretan como superficies de reactivación (*sensu* Díaz-Molina, 1993). Las barras de meandro están compuestas por unidades de acreción lateral muy tendidas (Fig. 2.11, 2.12, 2.13.A), que se hacen prácticamente horizontales en la parte superior, y muestran una tendencia granodecreciente y estratodecreciente (Fig. 2.13.A).

Muy frecuentemente las unidades de acreción lateral están compuestas por un nivel de arenisca de entre 10 y 40 cm de espesor cubierto por un nivel de lutita de entre unos pocos centímetros y 20 cm de espesor (Fig. 2.13.B-D), formando estratificación heterolítica inclinada (IHS, *sensu* Thomas *et al.*, 1987). Los niveles de arenisca muestran diferencias en el tamaño de grano y estructuras sedimentarias desde la parte baja a la parte alta de las unidades de

acreción lateral. La parte baja está compuesta por areniscas de grano medio a fino (predominando el grano medio), con laminación paralela de alto régimen de flujo o estratificación cruzada de gran escala (Fig. 2.14.A). Los *sets* de estratificación cruzada de gran escala contienen frecuentemente *mud drapes* y ocasionalmente están asociados a trenes de *ripples* en los *bottomsets* migrando en sentido contrario a las estructuras mayores (Fig. 2.14.A, B).

Hacia la parte media y alta de las unidades de acreción lateral, el tamaño de grano del nivel de arenisca va disminuyendo (areniscas de grano medio a fino) y predomina la estratificación cruzada de pequeña escala asociada a *ripples* de corriente (Fig. 2.14.C) y *ripples* de corriente trepadores (Fig. 2.14.D). Muy comúnmente muestran *mud drapes* tapizando estas estructuras o entre las láminas de *foreset* (Fig. 2.14.E). Ocasionalmente también se puede observar estratificación cruzada de gran escala en la parte media de las unidades de acreción lateral, que contiene frecuentemente *mud drapes* entre sus láminas de *foreset* y ocasionalmente presenta morfología sigmoidal.

En aquellos afloramientos que lo permiten, se observa en la parte más alta de las unidades de acreción lateral una fina alternancia de láminas de arenisca (predominantemente de grano fino) con estratificación cruzada de pequeña escala o laminación paralela y de láminas de lutita (Fig. 2.15.A-C). Esta alternancia da lugar a estratificación lenticular, ondulada y *flaser* o laminación paralela (Fig. 2.15.A-C). Los espesores de los dobletes formados por cada lámina de arenisca y la lámina de lutita sucesiva suelen variar entre alrededor de 0.5 mm y 11 mm (Fig. 2.15.D). Se observa a menudo que el espesor de estos dobletes así como el tipo de estratificación cambian de manera rítmica generando ciclos de entre 2.5 y 6 cm de espesor aproximadamente formados por entre 8 y 14 dobletes (Fig. 2.15.D). Dentro de cada uno de estos ciclos desde la parte inferior a la media se ve un progresivo aumento de los espesores de los dobletes y un cambio desde estratificación lenticular o laminación paralela a estratificación ondulada y a *flaser* y desde la parte media a la superior una disminución gradual de los espesores de los dobletes y un cambio de estratificación *flaser* a ondulada y a lenticular o laminación paralela (Fig. 2.15).

Ocasionalmente se observan evidencias de exposición subáerea en la parte alta de las unidades de acreción lateral, como grietas de desecación y pisadas de vertebrados (Fig. 2.16).

Sobre la parte más alta de las barras de meandro se disponen las capas heterolíticas no canalizadas (Fig. 2.13.A). El paso entre ambas asociaciones de facies es tan gradual que generalmente es difícil establecer el límite exacto entre ambas puesto que el bajo ángulo de las unidades de acreción lateral, especialmente en su parte más alta, su progresiva disminución de tamaño de grano y la presencia de una fina alternancia de láminas de lutita y arenisca a techo confiere a la parte alta de las barras de meandro unas características muy similares a las capas heterolíticas no canalizadas, como se verá en el apartado 2.3.2.

2.3.1.A. Interpretación

La morfología tabular de los cuerpos de lóbulos de meandro del Grupo Oncala y la presencia de unidades de acreción lateral (Fig. 2.12, 2.13) son características que indican que estos cuerpos se formaron como consecuencia de la migración lateral de canales meandriformes. Dado que se pueden desarrollar canales meandriformes tanto en sistemas fluviales como en sistemas fluvio-mareales, es necesario analizar detalladamente todas las características de estos cuerpos de lóbulos de meandro para poder interpretar si son de carácter puramente continental o si muestran evidencias de influencia mareal (Tabla 2.3).



Fig. 2.12. A. Cuerpo de lóbulo de meandro compuesto de varias unidades de acreción lateral (marcadas algunas con líneas discontinuas). B. Cuerpo de lóbulo de meandro formado por varias barras de meandro, a su vez compuestas por unidades de acreción lateral, separadas por superficies de reactivación (marcadas algunas con líneas discontinuas). La persona de escala en la parte inferior media de la fotografía es 1.70 m de alta. C. Cuerpo de lóbulo de meandro (marcado con línea discontinua) que muestra una morfología asimétrica, base erosiva que corta las capas no canalizadas infrayacentes (flecha blanca) y un tapón de sedimento de grano fino en el extremo derecho del cuerpo (flecha negra).

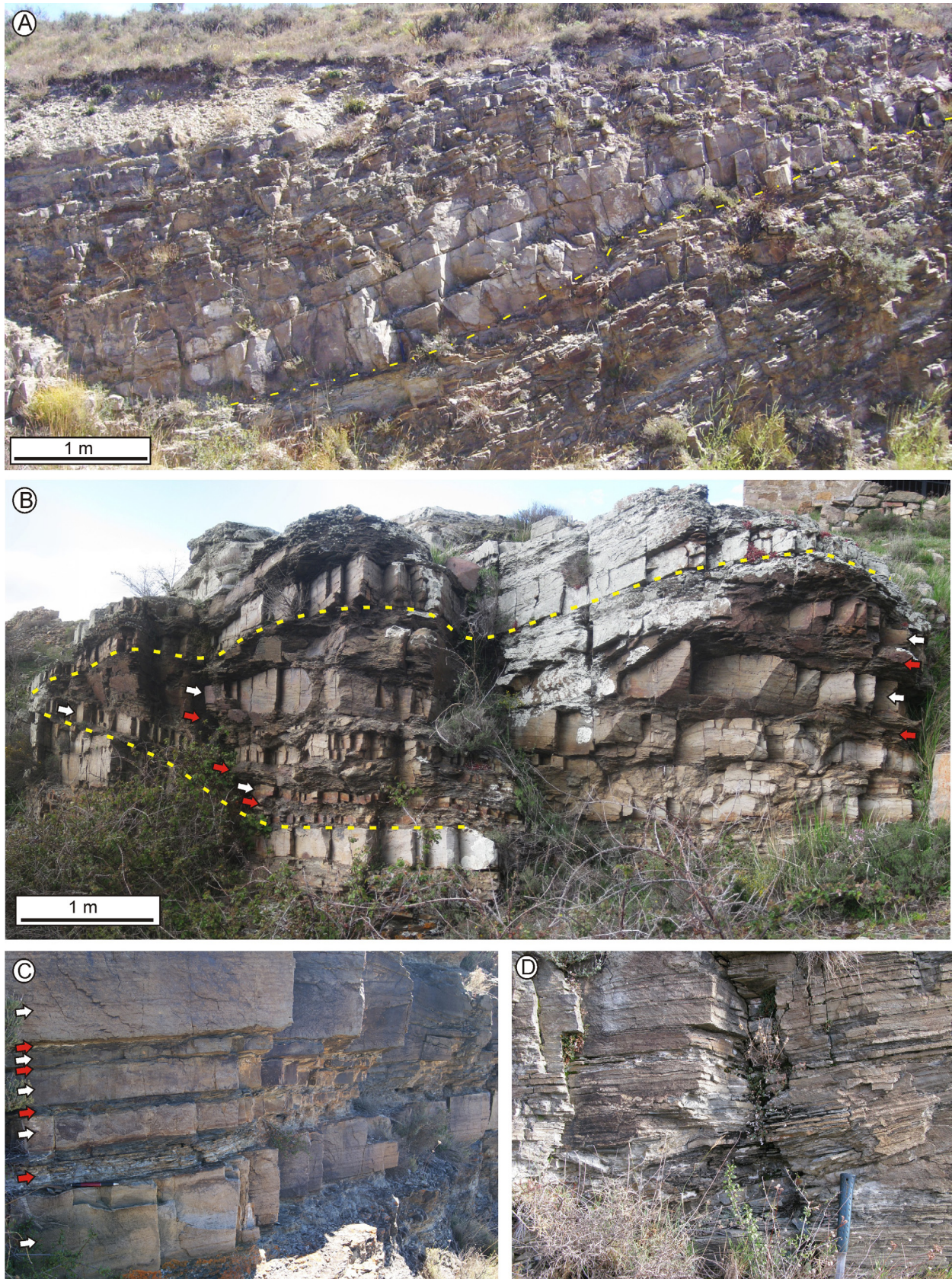


Fig. 2.13. Fotografías de campo de cuerpos de lóbulos de meandro. **A.** Cuerpo de lóbulo de meandro formado por una barra de meandro que muestra una tendencia granodecreciente. La línea discontinua señala la base erosiva de este cuerpo. **B.** Cuerpo de lóbulo de meandro formado por barras de meandro que muestran estratificación heterolítica inclinada consistente en alternancia de unidades de acreción lateral de arenisca (flechas blancas) y lutita (flechas rojas). Las barras de meandro están separadas por superficies erosivas (líneas amarillas), que se interpretan como superficies de reactivación. **C.** Estratificación heterolítica inclinada formada por unidades de acreción lateral de arenisca (flechas blancas) y lutita (flechas rojas). Portaminas de escala en la parte inferior izquierda de la fotografía. **D.** Estratificación heterolítica inclinada formada por capas alternantes de arenisca y de lutita. Martillo de escala en la parte inferior de la fotografía.

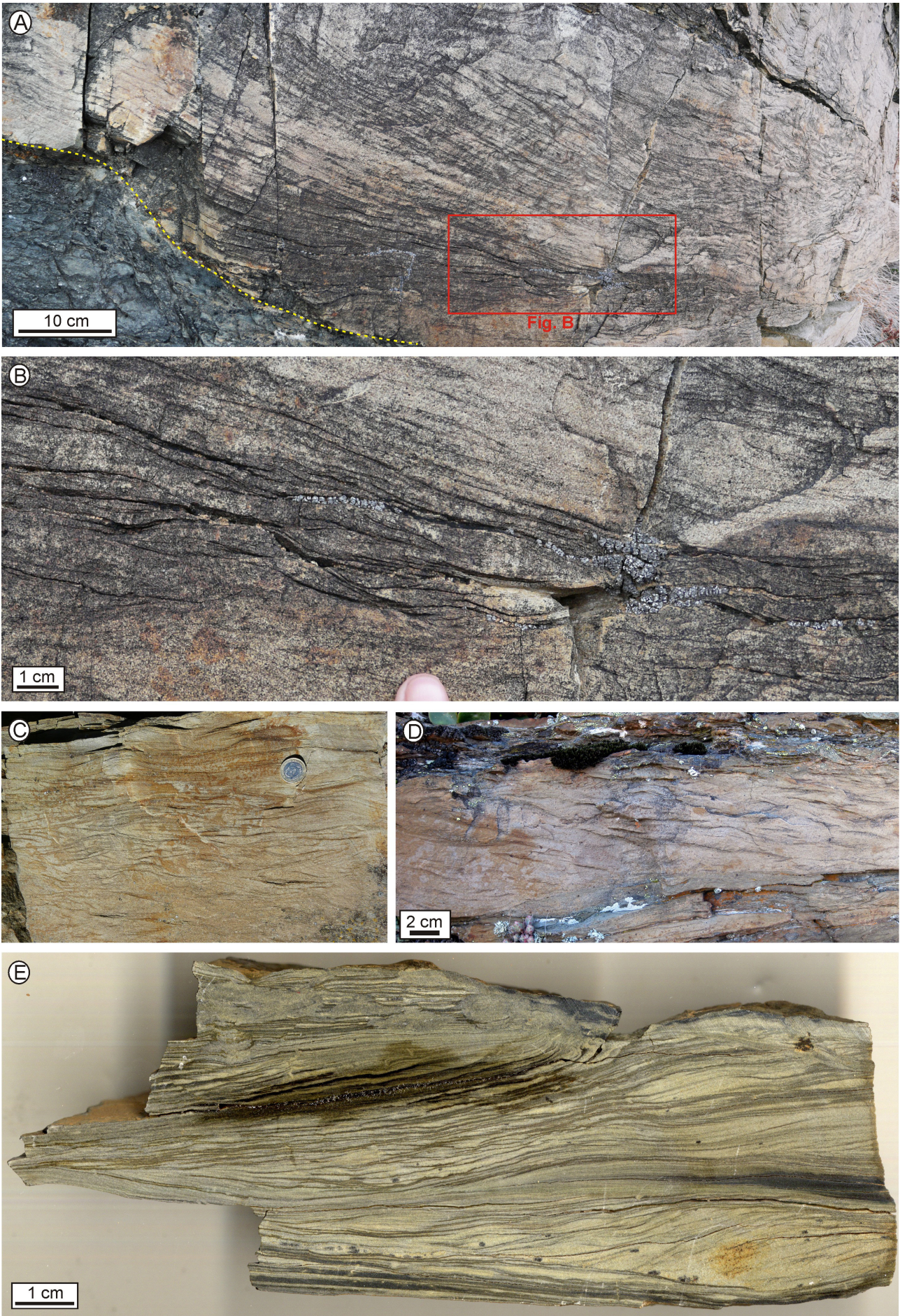


Fig. 2.14. Fotografías de detalle de cuerpos de lóbulos de meandro. **A.** Set de estratificación cruzada de gran escala en la parte inferior de una barra de meandro. En el bottomset se observa estratificación cruzada de pequeña escala (área indicada con el rectángulo rojo). Obsérvese la base erosiva de la barra de meandro (marcada en amarillo). **B.** Estratificación cruzada de pequeña escala desarrollada en el bottomset de la estratificación cruzada de gran escala mostrada en la Fig. A. Obsérvese que numerosos trenes de estratificación cruzada de pequeña escala migran en sentido contrario (láminas de foreset buzan hacia la izquierda de la fotografía) a la estratificación cruzada de gran escala (láminas de foreset buzan hacia la derecha de la fotografía). **C.** Estratificación cruzada de pequeña escala dentro de una unidad de acreción lateral. **D.** Ripples trepadores dentro de una unidad de acreción lateral formados por flujos unidireccionales. **E.** Estratificación cruzada de pequeña escala formada por alternancia de láminas de avalancha de arenisca (color claro) y mud drapes (color gris oscuro).

Una de las características más llamativas de los cuerpos de lóbulos de meandro del Grupo Oncala es la presencia de estratificación heterolítica inclinada (Fig. 2.13.B-D), que es indicativa de alternancia de episodios con predominio de tracción y de decantación. Aunque se han descrito algunos ejemplos de estratificación heterolítica inclinada en ríos meandriformes con alta carga en suspensión o carga mixta (p. ej. Taylor y Woodyer, 1978; Thomas *et al.*, 1987; Page *et al.*, 2003), ésta es mucho más abundante en canales mareales puesto que se ve favorecida por la combinación de altas concentraciones de sedimento en suspensión y paradas en la corriente causadas por las mareas (Smith, 1987; Thomas *et al.*, 1987, y citas en él; Allen, 1991; Dalrymple *et al.*, 2003; Choi *et al.*, 2004; Dalrymple y Choi, 2007; van den Berg *et al.*, 2007). Además, en los ejemplos fluviales las unidades lutíticas se acumulan esencialmente en la parte alta de las barras de meandro tras episodios de inundación, según va disminuyendo la velocidad de la corriente (p. ej. Taylor y Woodyer, 1978; Thomas *et al.*, 1987). En cambio, en los cuerpos de lóbulo de meandro del Grupo Oncala las unidades de acreción de lutita son continuas desde la parte baja a la alta de las barras de meandro, como ocurre en los ejemplos mareales (Thomas *et al.*, 1987).

Por otra parte, la abundancia de estratificación *flaser*, ondulada y lenticular en los cuerpos de lóbulos de meandro (Fig. 2.14.E, 2.15.A-C) también es mucho más común en barras de meandro con influencia mareal (Reineck & Wunderlich, 1968; Thomas *et al.*, 1987; Shanley *et al.*, 1992; Falcon-Lang, 1998; Beets *et al.*, 2003; Dalrymple *et al.*, 2003; Choi *et al.*, 2004). Aunque se han descrito unos pocos ejemplos de estratificación *flaser* en barras de meandro puramente fluviales, no es una característica habitual y, además, no muestran la regularidad y la ciclicidad típicas de los depósitos mareales (Bhattacharya, 1997; Chakraborty, 2012). En el caso de los cuerpos de lóbulos de meandro del Grupo Oncala, el descubrimiento de dobles de arenisca-lutita en la parte más alta de las barras de meandro que muestran variaciones cíclicas en los espesores y en el tipo de estratificación (Fig. 2.15) sugiere que se trata de ritmitas mareales. Estas ritmitas serían el resultado de las variaciones en la velocidad de la corriente a lo largo de cada ciclo de marea (acumulación de arenisca durante la corriente dominante y acumulación de lutita durante el repunte de marea sucesivo) y de cada semiciclo lunar (depósito de dobles finos con estratificación lenticular o laminación paralela durante las mareas muertas y depósitos de dobles gruesos con estratificación *flaser* durante las mareas vivas).

Existen otras características de los cuerpos de lóbulos de meandro del Grupo Oncala que, aunque son menos llamativas que la estratificación heterolítica inclinada, la estratificación *flaser*, ondulada y lenticular y las ritmitas mareales, también pueden ayudar a identificar influencia mareal en esta asociación de facies. En primer lugar, el muy bajo ángulo de las unidades de acreción lateral, aunque puede darse en barras de meandro fluviales, es muy frecuente en *point bars* fluvio-mareales ya que los canales con influencia mareal suelen presentar lóbulos de meandro con perfiles mucho más tendidos (Dalrymple *et al.*, 2003; Choi *et al.*, 2004; Corbett *et al.*, 2011). Aunque esta característica nunca podría ser tomada por sí sola como indicador de influencia mareal en las barras de meandro, combinada con las demás características parece confirmar la interpretación fluvio-mareal de los depósitos.

La presencia de grietas de desecación y de pisadas de vertebrados a techo de la parte alta de las unidades de acreción lateral (Fig. 2.16) es coherente con que los cuerpos de lóbulos de meandro se formaran en canales

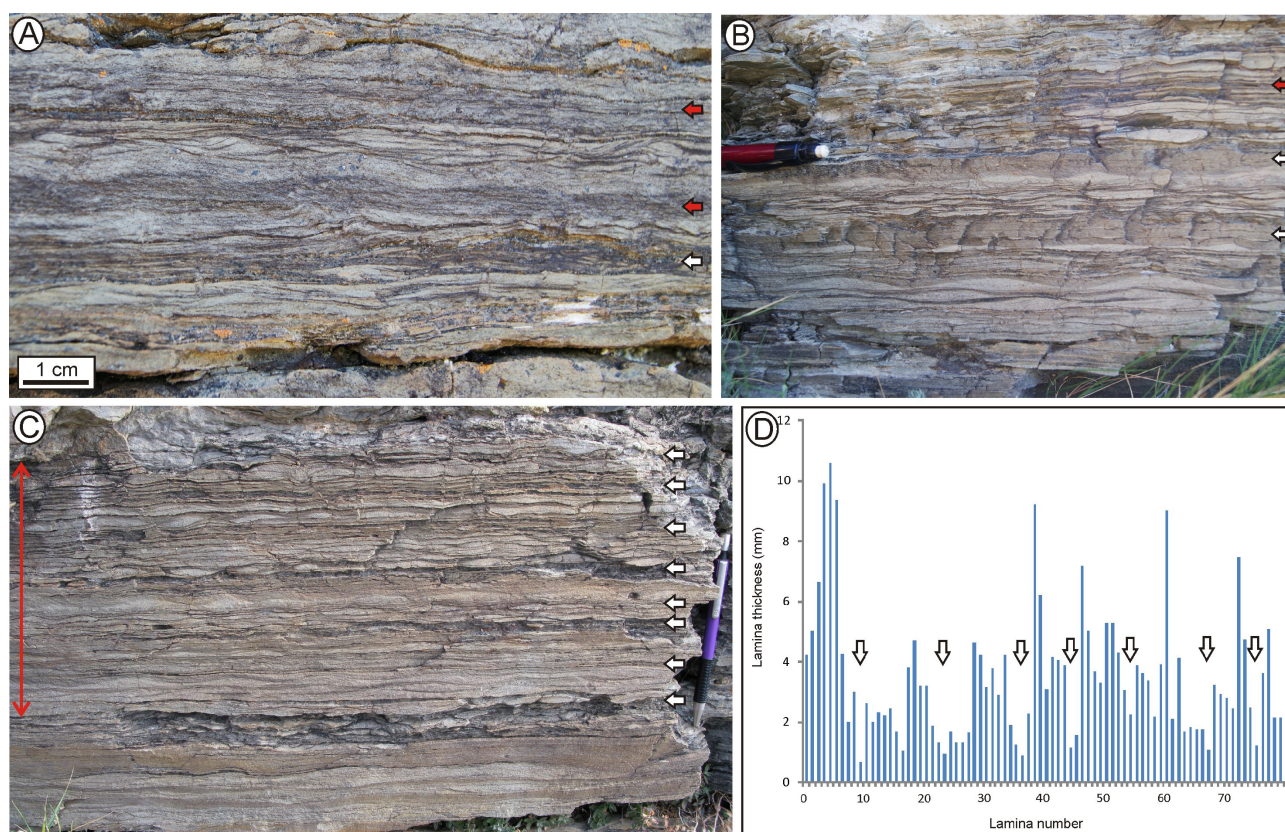


Fig. 2.15. Fotografías de detalle de cuerpos de lóbulos de meandro. **A-B.** Alternancia de láminas de lutita y láminas de arenisca con estratificación cruzada de pequeña escala y laminación paralela, desarrollando estratificación flaser, ondulada y lenticular y laminación paralela. Obsérvense los cambios cíclicos en el tipo de estratificación desde laminación paralela (flechas rojas) o estratificación lenticular (flechas blancas) a estratificación flaser y de nuevo a laminación paralela o lenticular, que probablemente reflejen los cambios de velocidad de las corrientes a lo largo del ciclo de mareas muertas-vivas-muertas. **C.** Alternancia de láminas de arenisca con estratificación cruzada de pequeña escala y láminas de lutita, desarrollando estratificación flaser, ondulada y lenticular. Obsérvense los cambios cíclicos en el tipo de estratificación y en los espesores de los dobletes de arenisca-lutita. Las flechas blancas señalan los dobletes de menor espesor, que muestran estratificación lenticular. Se han medido los espesores de los dobletes para estudiar su ciclicidad a lo largo del tramo indicado con la flecha roja. El resultado de estas medidas se muestra en la Fig. D. **D.** Gráfico de barras que muestra los espesores de los dobletes de arenisca-lutita del tramo señalado con la flecha roja en la Fig. C. Obsérvense las variaciones rítmicas en los espesores, que se interpretan como el resultado de ciclicidad mareal semi-lunar. Las flechas indican los dobletes de menor espesor formados probablemente durante las mareas muertas y se corresponden con las flechas de la Fig. C, excepto la flecha inferior de la Fig. C localizada en un nivel muy erosionado que no se pudo medir.

meandriiformes con influencia mareal. La parte superior de las barras de meandro mareales se desarrolla en la zona intermareal de manera que queda inundada y posteriormente expuesta de manera recurrente, permitiendo el desarrollo de estructuras de exposición subaérea. Esta característica tampoco es diagnóstica por sí sola de un ambiente mareal ya que puede darse también en barras de meandro puramente fluviales pero resulta útil combinada con las demás evidencias.

Por otro lado, el paso gradual de los cuerpos de lóbulos de meandro a las facies no canalizadas sí parece distintivo de los canales con influencia mareal (Fig. 2.13.A). Aunque tanto las barras de meandro fluviales como las fluvio-mareales muestran una tendencia granodecreciente, únicamente los ejemplos fluvio-mareales muestran un paso gradual a las facies de llanura de marea (Choi *et al.*, 2004; Dalrymple y Choi, 2007). El contacto de los cuerpos de lóbulos de meandro fluviales con las facies de llanura de inundación, por el contrario, es neto generalmente (p. ej. Nijman y Puigdefabregas, 1978; Puigdefabregas y Van Vliet, 1978; Díaz-Molina, 1979).

Por último, hay que destacar que aunque los *sets* de estratificación cruzada suelen reflejar paleocorrientes en un único sentido (lo cual no es de extrañar en ambientes fluvio-mareales; v. Fig. 4.1.A, 4.2.B), la presencia, en



Fig. 2.16. Fotografía de campo del techo de un cuerpo de lóbulo de meandro que muestra grietas de desecación, ripples y una huella de dinosaurio (señalada con flecha) en la parte alta de una unidad de acreción lateral.

el *bottomset* de algunos *sets* de estratificación cruzada de gran escala, de trenes de *ripples* en dirección contraria a las estructuras de gran escala (Fig. 4.13.A, B) parece sugerir que ocasionalmente se producían inversiones en el sentido de las corrientes, lo cual es típico de ambientes mareales.

Todas estas evidencias parecen indicar que los canales meandriformes del Grupo Oncala se formaron en un ambiente con influencia mareal. Sin embargo, la influencia fluvial seguramente era también importante. La descarga fluvial probablemente aportaba gran cantidad de material siliciclástico desde la zona occidental de la cuenca, así como ocasionaba la importante llegada de agua dulce al sistema que no permitía que se dieran salinidades marinas normales. Asimismo, la importante influencia fluvial favorecía que en general las corrientes fueran unidireccionales en el sentido del reflujo. Por último, también es posible que la alternancia de niveles decimétricos de arenisca y lutita en las unidades de acreción lateral (Fig. 2.13.B-D) se debiera en parte a fluctuaciones estacionales en la descarga fluvial, como suele ser habitual en canales meandriformes fluvio-mareales actuales (p. ej. van den Berg *et al.*, 2007; Sisulak y Dashtgard, 2012; Dashtgard *et al.*, 2012) y antiguos (p. ej. Smith, 1987; Hovikoski *et al.*, 2008; Musial *et al.*, 2012; Scasso *et al.*, 2012).

Teniendo en cuenta todas estas evidencias, se interpreta que los cuerpos de lóbulos de meandro del Grupo Oncala se formaron en canales meandriformes de la zona fluvio-mareal. La secuencia de relleno de estos cuerpos refleja los cambios en la velocidad de la corriente y procesos sedimentarios que se dan desde la zona submareal a la zona intermareal más alta de los canales fluvio-mareales. Las areniscas con laminación paralela de alto régimen de flujo o estratificación cruzada de gran escala de la parte baja de las barras de meandro se formaron probablemente en la zona submareal (Fig. 2.15.A), que permanece siempre sumergida y donde la velocidad de la corriente es mayor. Además, ocasionalmente se daban inversiones en el sentido de las corrientes en esta zona submareal formando trenes de *ripples* en sentido contrario a las estructuras de gran escala (Fig. 2.14.A, B). La estratificación heterolítica inclinada

de la parte intermedia de las barras de meandro, formada por unidades de acreción lateral de arenisca cubiertas por un nivel de lutita (Fig. 2.13.B-D), probablemente se formó en la zona submareal a intermareal, donde la sedimentación está controlada por las variaciones en la velocidad de la corriente causadas por las mareas y por las descargas fluviales. La parte más alta de las barras de meandro, en la que la inclinación de las unidades de acreción lateral es muy baja, y que contiene ritmitas mareales (Fig. 2.15. A-C) y huellas de exposición subaérea (Fig. 2.16), se formó en la zona intermareal más alta, en la que la velocidad de las corrientes es suficientemente baja como para que se preserven las ritmitas y queda expuesta durante el tiempo suficiente para que se formen grietas de desecación y pisadas de vertebrados. Según esto, la altura de las unidades de acreción lateral que forman la estratificación heterolítica inclinada coincidiría aproximadamente con el rango mareal en esta zona de la cuenca de Cameros durante el Berriasiense porque estas unidades de acreción lateral se forman desde la zona submareal a la zona intermareal más alta. Así, podemos estimar que el rango mareal probablemente era como mínimo de unos 3 o 4 m.

2.3.2. Asociación de facies SH. Capas heterolíticas no canalizadas

Las capas heterolíticas no canalizadas (Fig. 2.11) constituyen la asociación de facies siliciclástica más abundante en el área central del Grupo Oncala. Están compuestas predominantemente por lutita (Fig. 2.9) y en menor medida por arenisca de grano muy fino a medio y muestran un aspecto laminado o en capas centimétricas muy continuas lateralmente.

Uno de los aspectos más llamativos de las capas heterolíticas no canalizadas es la enorme cantidad de evidencias de exposición subaérea que presentan, incluyendo grietas de desecación, huellas de vertebrados e incluso impresiones de gotas de lluvia (Fig. 2.17, 2.18). Las grietas de desecación son extremadamente abundantes (Fig. 2.17.A, 2.17.B, 2.17.C, 2.18.A), y en numerosos tramos llegan a estar presentes a techo de cada una de las láminas de espesor (sub-)milimétrico de lutita. Se observa una amplia variedad de grietas de desecación porque muestran profundidades muy diversas (desde menos de 1 mm hasta 5 cm), polígonos de diversos tamaños (entre 6 y 30 cm aproximadamente) y polígonos cóncavos, planos y convexos. Las huellas de vertebrados (Fig. 2.18) también son muy abundantes, habiéndose encontrado 226 yacimientos hasta la fecha (Hernández et al., 2005-2006; Moratalla y Hernán, 2010). Estas huellas pertenecen a terópodos (Fig. 2.18.A, D), ornitópodos (Fig. 2.18.C), saurópodos (Fig. 2.18.E), pterosaurios (Fig. 2.18.B), pájaros, cocodrilos y tortugas.

El estudio en detalle de la estructura interna de las capas heterolíticas no canalizadas revela que están formadas por una fina alternancia de láminas de lutita y de arenisca con laminación paralela o estratificación cruzada de pequeña escala asociada a *ripples* de corriente, *ripples* de corriente trepadores y *ripples* de oscilación (Fig. 2.19, 2.20, 2.21). Así, se distinguen dobletes formados por una lámina de arenisca o limolita y la lámina de lutita que la cubre (Fig. 2.19, 2.20). La acumulación de sucesivos dobletes da lugar a laminación paralela (Fig. 2.19.B, 2.19.D, 2.19.F, 2.20.A, 2.20.B) o estratificación *flaser*, ondulada y lenticular (Fig. 2.19.A, 2.19.D, 2.19.F, 2.20.C, 2.20.D). Cabe destacar que aparecen *mud drapes* tanto cubriendo trenes de *ripples* completos como entre las láminas de avalancha de los *ripples* (Fig. 2.19.A, 2.19.F, 2.20.C).

En varios afloramientos se observan cambios cíclicos en los espesores de los dobletes (Fig. 2.22.A). En cada uno de estos ciclos se observa un aumento progresivo de los espesores desde la parte inferior del ciclo a la parte media y, a continuación, una disminución gradual de los espesores hasta la parte superior del ciclo. Estos dobletes

pueden mostrar laminación paralela a lo largo de todo el ciclo o una variación progresiva desde laminación paralela o estratificación lenticular en la parte inferior a estratificación *flaser* en la parte media y vuelta a laminación paralela o estratificación lenticular a techo del ciclo.

2.3.2.A. Interpretación

Las características más llamativas a simple vista de las capas heterolíticas no canalizadas (composición de lutita y areniscas de grano medio a fino, aspecto laminado o tabular muy continuo lateralmente y gran cantidad de evidencias de exposición subaérea) sugieren que esta asociación de facies se formó en áreas llanas de gran extensión en las que se repetían frecuentemente procesos de inundación y descarga de sedimento de grano relativamente fino y posterior desecación.

Estas características junto con la ausencia de fósiles marinos hacen que las capas heterolíticas no canalizadas del Grupo Oncala se asemejen a los depósitos de las llanuras arenosas y fangosas de sistemas de *playa-lake* (Fig. 2.6.A, Tabla 2.2) o de abanicos terminales formados al final de sistemas fluviales (Fig. 2.6.B, Tabla 2.2). De hecho, así se

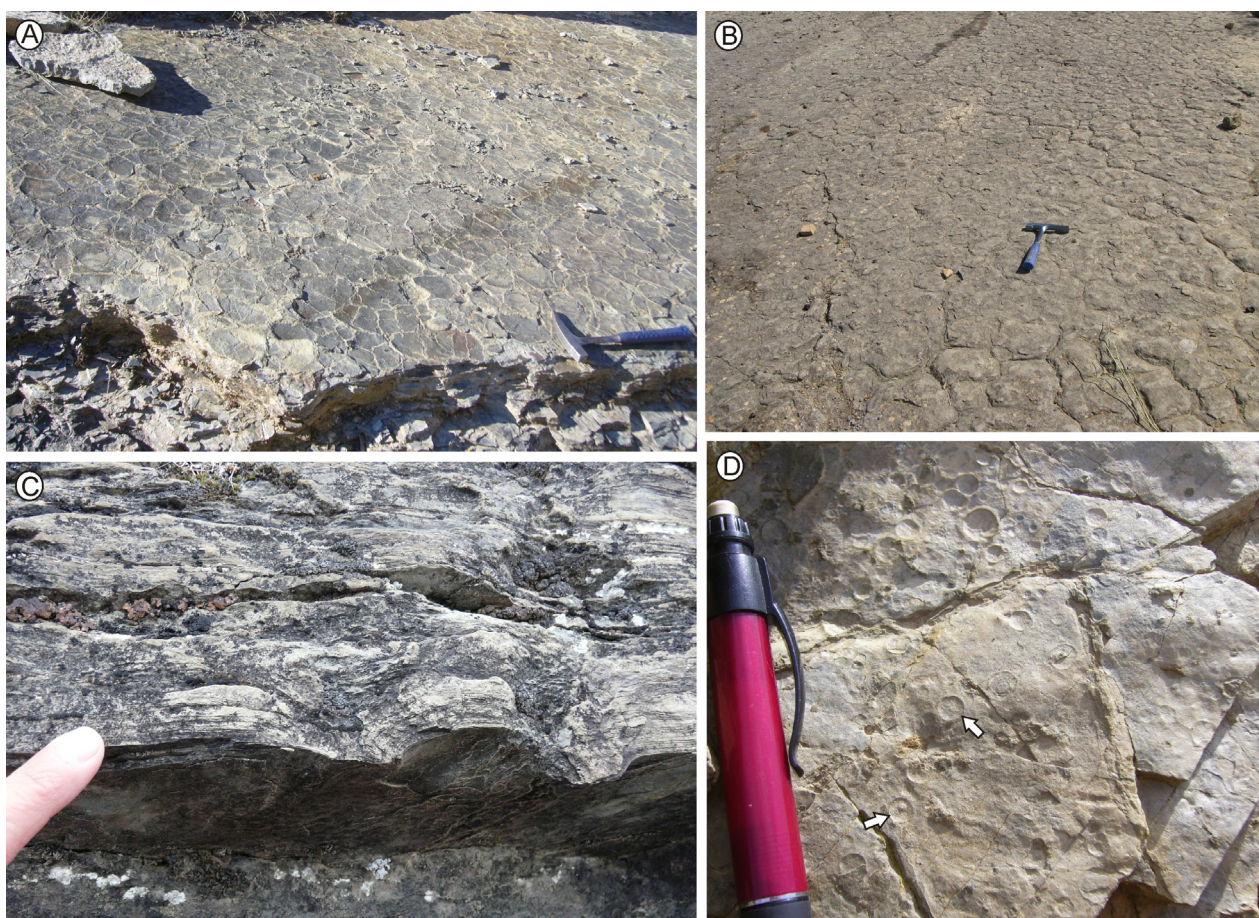


Fig. 2.17. Fotografías de campo de capas heterolíticas no canalizadas. **A.** Grietas de desecación a techo de una lámina de lutita. Nótese que los polígonos de desecación son planos o ligeramente cóncavos. **B.** Grietas de desecación a techo de una capa de lutita arenosa. Nótese que los polígonos de desecación son convexos. **C.** Vista en sección de láminas deformadas por grietas de desecación que generan polígonos convexos. **D.** Huellas de gotas de lluvia a techo de una capa de lutita. Obsérvese el magnífico estado de conservación de dichas huellas, que permite observar su morfología de tipo cráter y en algunas de ellas incluso el característico montículo central (flechas).

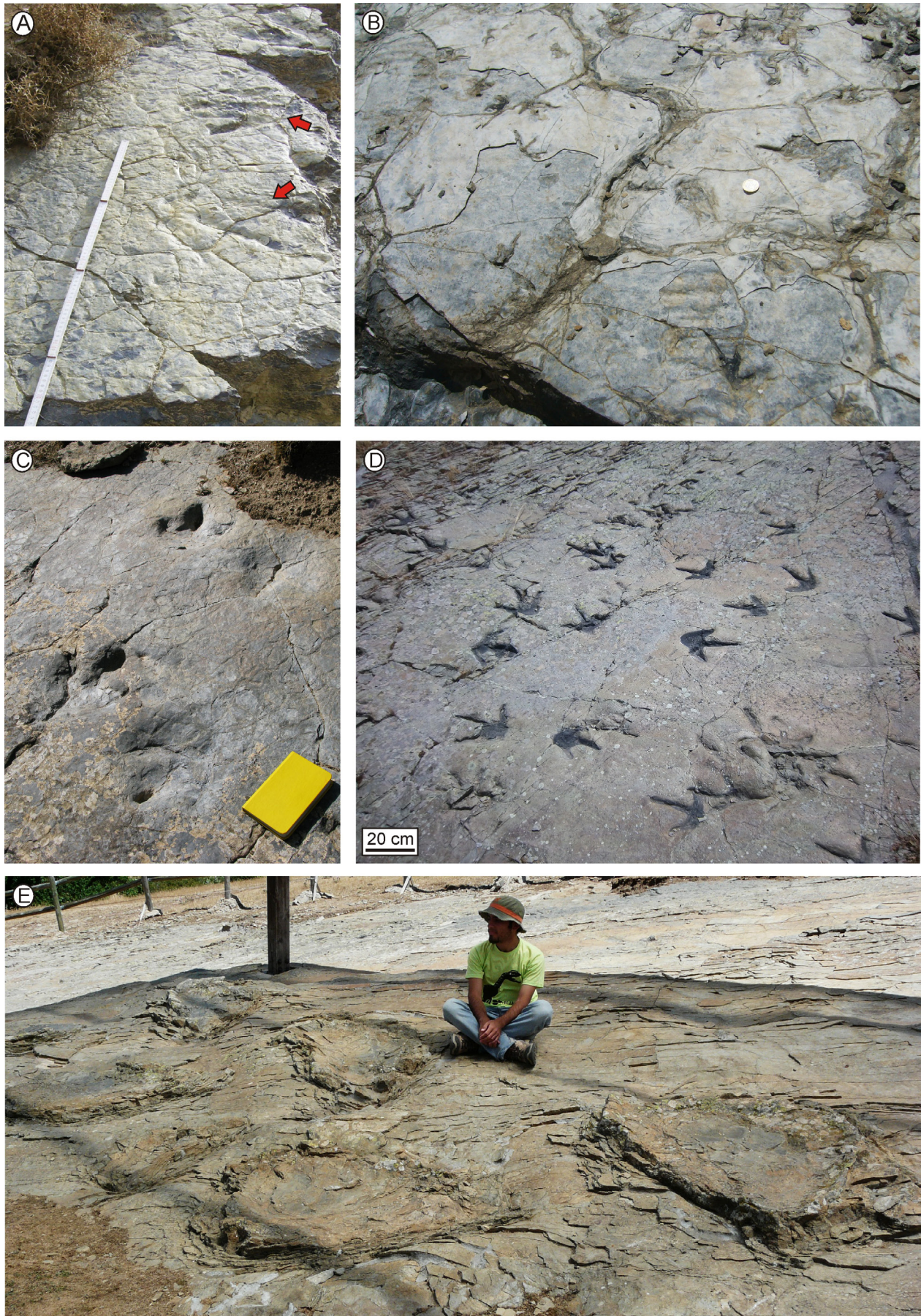


Fig. 2.18. Huellas de vertebrados a techo de capas heterolíticas no canalizadas. **A.** Huellas de terópodo (flechas) a techo de una capa con grietas de desecación. **B.** Huellas de pterosaurio. **C.** Huellas de ornitópodo. **D.** Huellas de terópodo. **E.** Huellas de saurópodo.

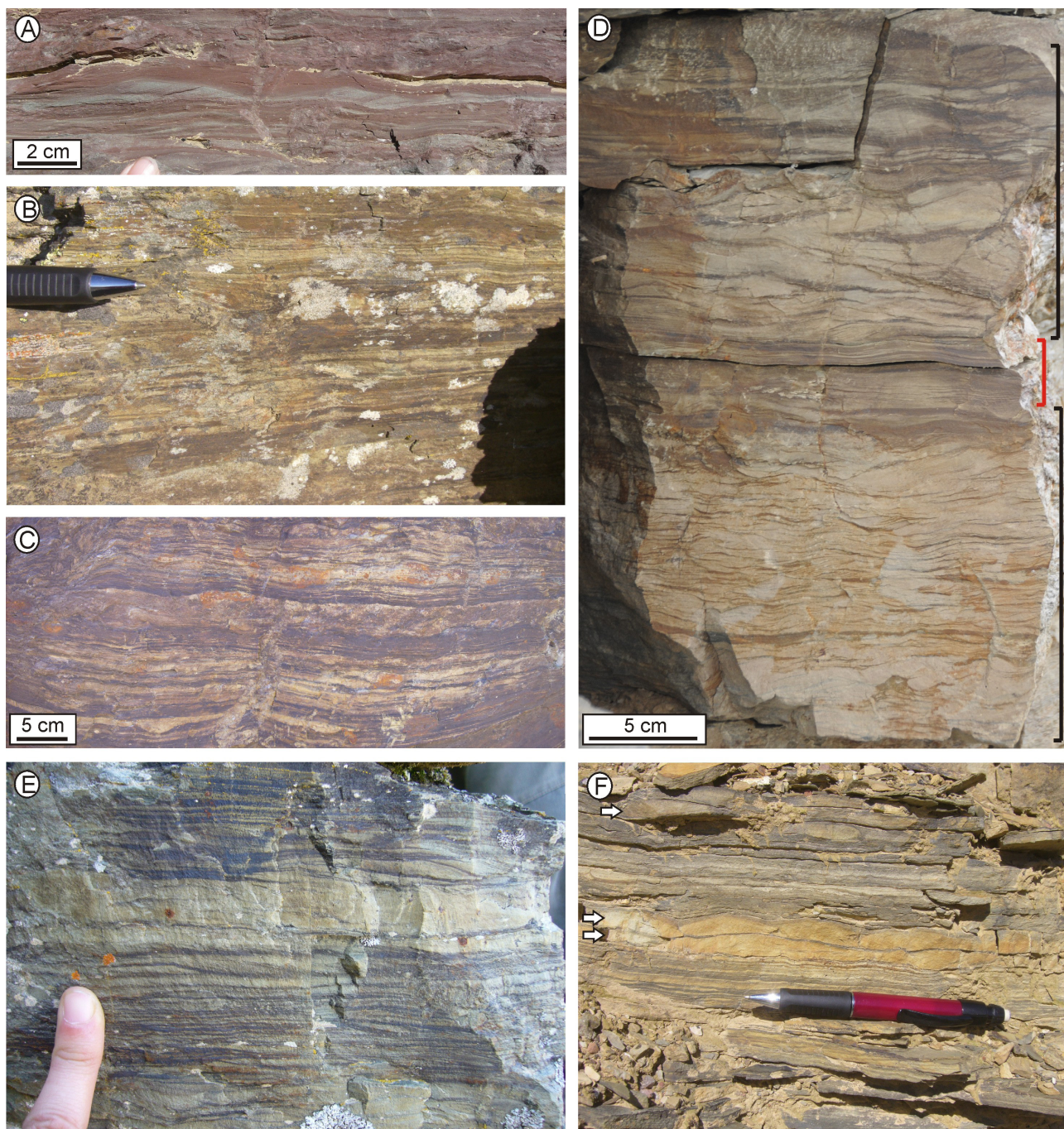


Fig. 2.19. Fotografías de campo de capas heterolíticas no canalizadas que muestran alternancia de láminas de arenisca y láminas de lutita. **A.** Estratificación lenticular formada por láminas de lutita (de color rojo) alternando con sets de estratificación cruzada de pequeña escala de arenisca (color verde). **B.** Estratificación paralela formada por alternancia de láminas horizontales de arenisca (de color claro) y de lutita (de color oscuro rojizo). **C.** Alternancia repetitiva de láminas de arenisca (de color claro) y de lutita (de color oscuro). **D.** Alternancia de arenisca (de color claro) y de lutita (de color oscuro) en capas con estratificación cruzada de pequeña escala (corchetes negros) y capas con laminación paralela de bajo régimen de flujo (corchete rojo). **E.** Alternancia de láminas de arenisca (de color claro) y de lutita (de color oscuro). **F.** Alternancia de arenisca (de color claro) y de lutita (de color gris) en capas con laminación paralela predominantemente y algunas con estratificación cruzada de pequeña escala (señaladas con flechas).

habían interpretado estos depósitos hasta ahora (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994b; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000). En estos ambientes continentales predominan los depósitos de arenisca y lutita que muestran morfologías tabulares muy extensas. Además, se han descrito en estos depósitos láminas de lutita cubriendo las capas de arenisca, así como estratificación *flaser*, ondulada y lenticular (Hardie *et al.*, 1978; Robertson-

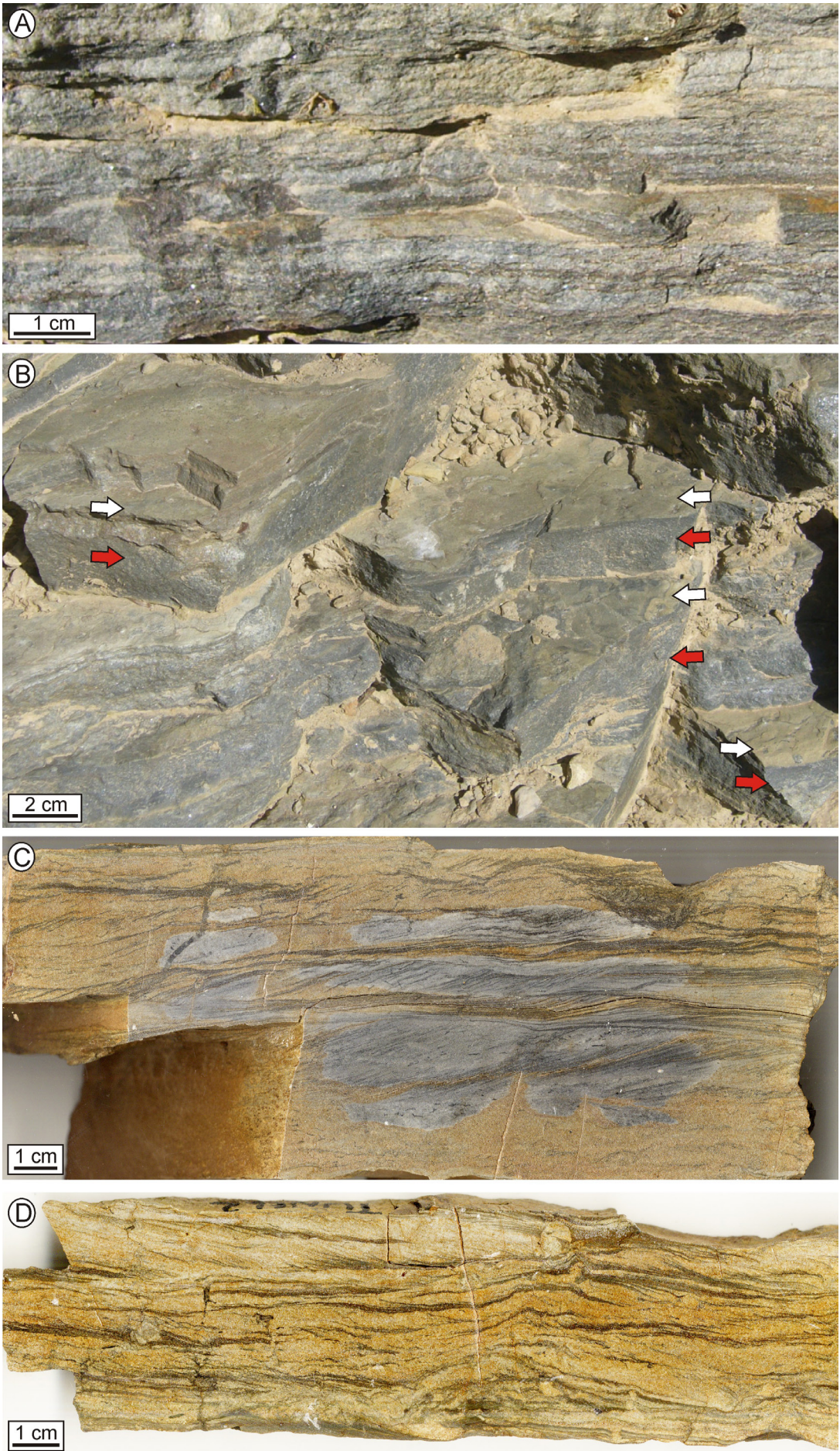


Fig. 2.20. Alternancia de láminas de arenisca y láminas de lutita en capas heterolíticas no canalizadas. **A.** Fotografía de campo de dobletes con laminación paralela formados por una lámina horizontal de arenisca (color más claro) cubierta por una lámina de lutita (color más oscuro). **B.** Fotografía de campo de dobletes formados por una lámina de arenisca (flechas rojas) cubierta por una fina lámina de lutita (flechas blancas). **C.** Imagen de escáner de una muestra de mano pulida que presenta estratificación cruzada de pequeña escala formada por alternancia de láminas de arenisca (de color gris claro) y de lutita (de color gris oscuro). **D.** Imagen de escáner de una muestra de mano pulida que presenta capas de arenisca con estratificación cruzada de pequeña escala (de color claro) cubiertas por láminas de lutita (de color oscuro).

Handford, 1982; Smoot y Lowenstein, 1991; Fisher *et al.*, 2008; Ainsworth *et al.*, 2012). Sin embargo, en estos ambientes continentales los dobletes de arenisca-lutita no muestran patrones cíclicos como los que se observan en los depósitos del Grupo Oncala. En las llanuras arenoso-fangosas de sistemas de *playa-lake* o abanicos terminales la alternancia de episodios de tracción y decantación está causada por variaciones en las descargas fluviales y cambios en la dirección y velocidad del viento que afectan a las corrientes en la *playa* cuando ésta está inundada (Ainsworth *et al.*, 2012). Estas variaciones tienen un carácter episódico y no dejan un registro cíclico como el observado comúnmente en las capas no canalizadas del Grupo Oncala. El carácter cíclico de las capas heterolíticas no canalizadas del Grupo Oncala se explica mucho mejor como resultado de la sedimentación en un ambiente de llanura mareal. En este contexto mareal, la sedimentación de cada uno de los dobletes estaría ligada a un ciclo de marea, y la variación en los espesores y tipo de estratificación de los dobletes estaría relacionada probablemente con los cambios en la velocidad de la corriente a lo largo de un semiciclo lunar.

Este contexto mareal explicaría también la presencia de grietas de desecación a techo de láminas de lutita (sub-)milimétricas sucesivas. Las llanuras intermareales, especialmente en su parte alta, suelen quedar encharcadas por una fina lámina de agua al subir la marea y rápidamente vuelven a quedar expuestas al bajar la marea. Esto puede dar lugar a la sedimentación de una fina capa de lutita mientras la llanura está sumergida y su posterior contracción

cuando queda emergida y, al repetirse periódicamente el proceso, ocasionar la acumulación de numerosas láminas de lutita todas ellas con grietas de desecación, como ocurre en las capas heterolíticas no canalizadas del Grupo Oncala.

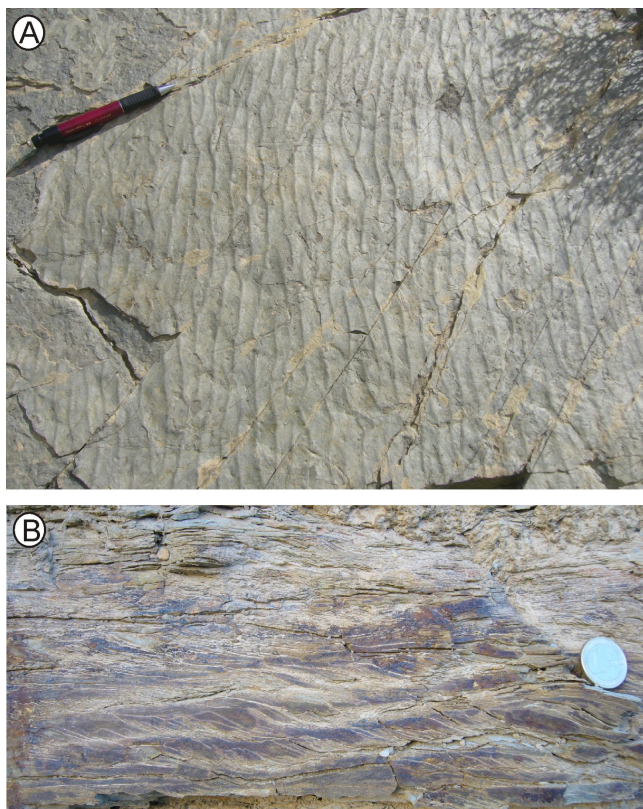


Fig. 2.21. Fotografías de campo de capas no canalizadas. **A.** Ripples de oscilación en una capa de limolita. **B.** Ripples trepadores.

Además, las llanuras arenosas y fangosas desarrolladas en sistemas de *playa-lake* o abanicos terminales no están, por lo general, atravesadas por canales meandriformes como ocurría en el Grupo Oncala, según se deduce de la asociación de cuerpos de lóbulos de meandro con las capas heterolíticas no canalizadas, sino que la sedimentación tiene allí lugar por medio de flujos no confinados que generan lóbulos cuyo espesor y tamaño de grano de sedimento disminuyen radialmente (Fisher *et al.*, 2008). Así, el hecho de que los cuerpos de lóbulos de meandro y las capas heterolíticas no canalizadas estén asociadas en el Grupo Oncala también parece coherente con la interpretación de un ambiente fluvio-mareal, donde sí que es típica esta asociación.

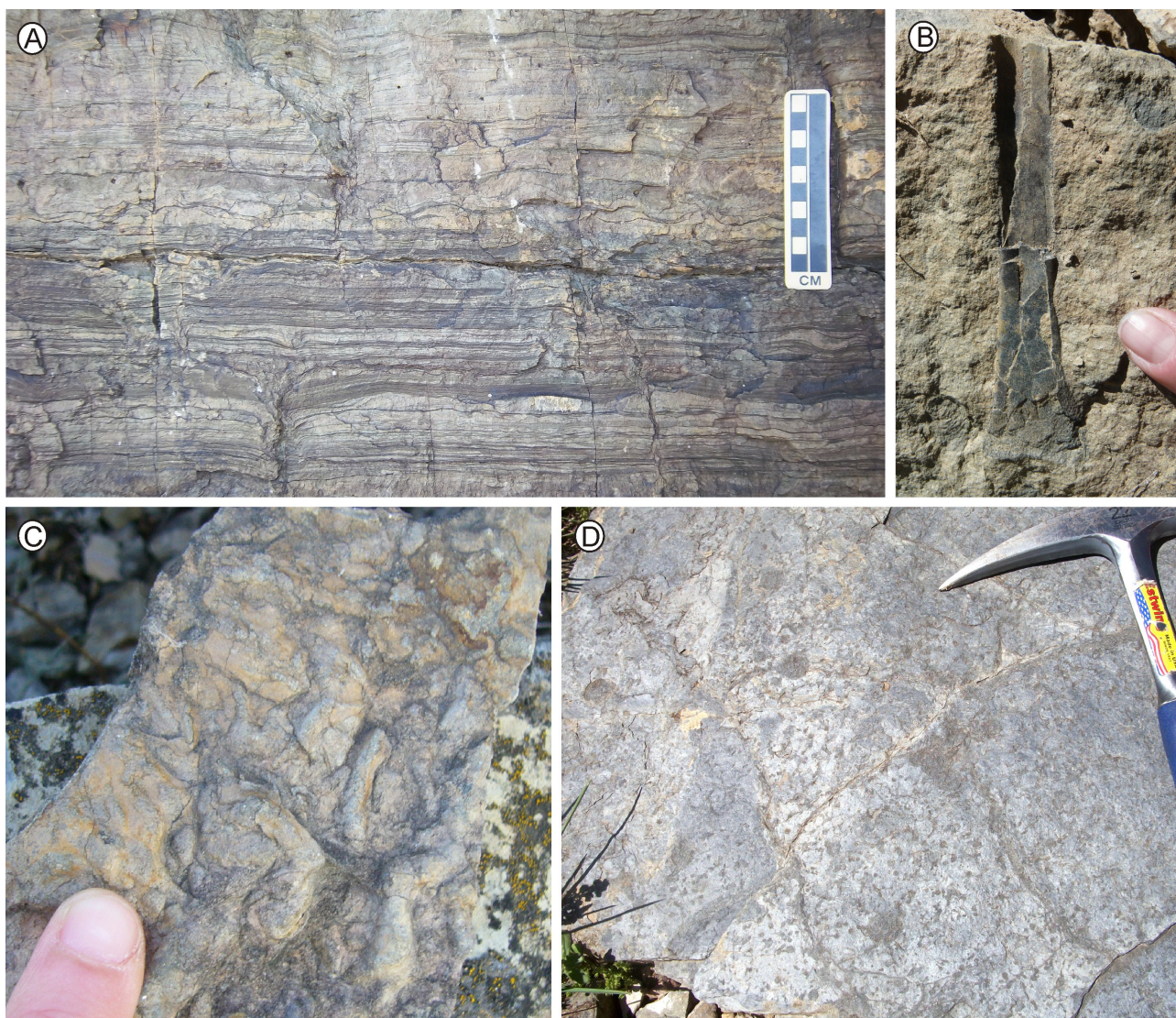


Fig. 2.22. Fotografías de campo de capas heterolíticas no canalizadas. **A.** Capas heterolíticas no canalizadas formadas por alternancia de láminas de arenisca (de color claro) y de lutita (de color oscuro). Obsérvense las variaciones en el tipo de estratificación y en los espesores de los dobletes, que presentan un aspecto rítmico especialmente en la parte inferior de la fotografía. **B.** Fragmento de hueso de dinosaurio en una capa de arenisca. **C.** Capa de arenisca fuertemente bioturbada. **D.** Techo de capa de lutita con abundante bioturbación en forma de tubo vertical rellena de arenisca.

Por otra parte, se han descrito también depósitos de llanuras de inundación de ríos efímeros (Fig. 2.6.C, Tabla 2.2) que contienen alternancia de capas lateralmente continuas de arenisca, limolita y arcilla y muy numerosas grietas de desecación (Robertson-Handford, 1982; Deluca y Eriksson, 1989; Martin, 2000). Sin embargo, en este caso tampoco se observa un patrón cíclico en la alternancia de las láminas de arenisca y lutita puesto que la sedimentación está controlada por avenidas fluviales episódicas y no por corrientes periódicas como las que se dan en las llanuras mareales. Además, las capas suelen presentar espesores mayores (desde milimétricas hasta de varios decímetros, Sneh, 1983) que las capas heterolíticas no canalizadas del Grupo Oncala (submilimétricas a centimétricas). Por otra parte, en este tipo de depósitos continentales las grietas de desecación son igual de abundantes en las facies de canal que en las de la llanura de inundación (Picard y High, 1973), mientras que en los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala son más abundantes en las capas heterolíticas no canalizadas, como ocurre en los depósitos de sistemas mareales. Por último, cabe destacar que el relleno de los canales efímeros (*cf.* Sneh, 1983; Deluca & Eriksson, 1989) suele ser completamente diferente del relleno de los canales meandriformes del Grupo Oncala,

que muestra muchas más similitudes con el relleno de canales fluvio-mareales como se ha discutido en el apartado 2.3.1.A.

Por todo ello, se interpreta que las capas heterolíticas no canalizadas del Grupo Oncala se formaron en extensas llanuras mareales fangoso-arenosas, en las que los recurrentes cambios en la velocidad de la corriente que dan lugar a alternancia de episodios de tracción y decantación estaban controlados por las corrientes mareales. Además, la enorme abundancia de huellas de exposición subaérea y en especial la presencia de grietas de desecación a techo de cada una de las láminas de sedimento en numerosos tramos de la sucesión indican que estas llanuras mareales quedaban sumergidas y posteriormente expuestas de manera recurrente. Esto sugiere que estas llanuras estaban en la zona intermareal, donde la inundación y emersión de los depósitos se repiten constantemente.

2.3.3. Asociación de facies CT. Capas tabulares de dolomía intercaladas con los depósitos siliciclásticos

De forma ocasional, se intercalan capas tabulares de dolomía entre las capas heterolíticas no canalizadas (Fig. 2.23.A). Son capas de entre 10 y 30 cm de espesor generalmente, muy continuas lateralmente (decenas a cientos de metros) y que muestran base y techo planos. Comúnmente presentan grietas de desecación a techo de las capas.

Internamente están formadas por tres tipos de microfacies distintas que comúnmente alternan entre sí: dolomía limo-arenosa, dolomía peloidal y dolomía estromatolítica.

La dolomía limo-arenosa está compuesta por un *mudstone* o *wackestone* de ostrácodos con un 10-30% de granos de cuarzo y mica (Fig. 2.23.B). Frecuentemente muestra laminación causada por variaciones en el contenido y tamaño de los granos siliciclásticos. Esta laminación ocasionalmente está alterada como consecuencia de procesos de bioturbación, nodulización y desecación del sedimento.

La dolomía peloidal está formada por láminas milimétricas gradadas de *grainstone* que pasan progresivamente a *packstone* y *wackestone* de *pellets* fecales, cuarzo, mica y fragmentos de ostrácodos (Fig. 2.23.C). Los *pellets* que componen estas dolomías son alargados y redondeados, y su tamaño es inferior a 450 µm, mostrando un diámetro mayor dos o tres el diámetro menor. Los *pellets* están compuestos por micrita y no presentan fábrica interna.

La dolomía estromatolítica muestra macroestructuras cóncavas de hasta 10 cm de espesor y 14 cm de diámetro unidas lateralmente (Fig. 2.23.D). La mesoestructura de los estromatolitos se caracteriza por una alternancia de láminas ligeramente onduladas (prácticamente paralelas a la morfología de los domos) y láminas con estructura cóncavo-columnar de hasta 1 cm de diámetro y altura (Fig. 2.23.D, 2.24.A). Las láminas que componen los estromatolitos tienen espesores inferiores a 8 mm, y presentan varias microfábricas distintas: filamentosa, de micrita densa, *dotted-peloidal* y peloidal (compuesta por *pellets* fecales iguales que los de la dolomía peloidal). La microfábrica peloidal aparece, sobre todo, en las láminas onduladas lateralmente continuas y rellenando las zonas topográficamente bajas que generan las láminas con estructura cóncavo-columnar (Fig. 2.24.B, C). En las láminas con estructura cóncavo-columnar, la microfábrica peloidal es poco abundante (Fig. 2.24.C). La textura filamentosa, por el contrario, es muy común en las láminas con estructura cóncavo-columnar (Fig. 2.24.D) pero poco frecuente en las láminas onduladas. Las microfábricas de micrita densa y *dotted-peloidal* aparecen tanto en las láminas

onduladas continuas lateralmente como en las que presentan estructura dómico-columnar, e incorporan peloides frecuentemente (Fig. 2.24.B-D).

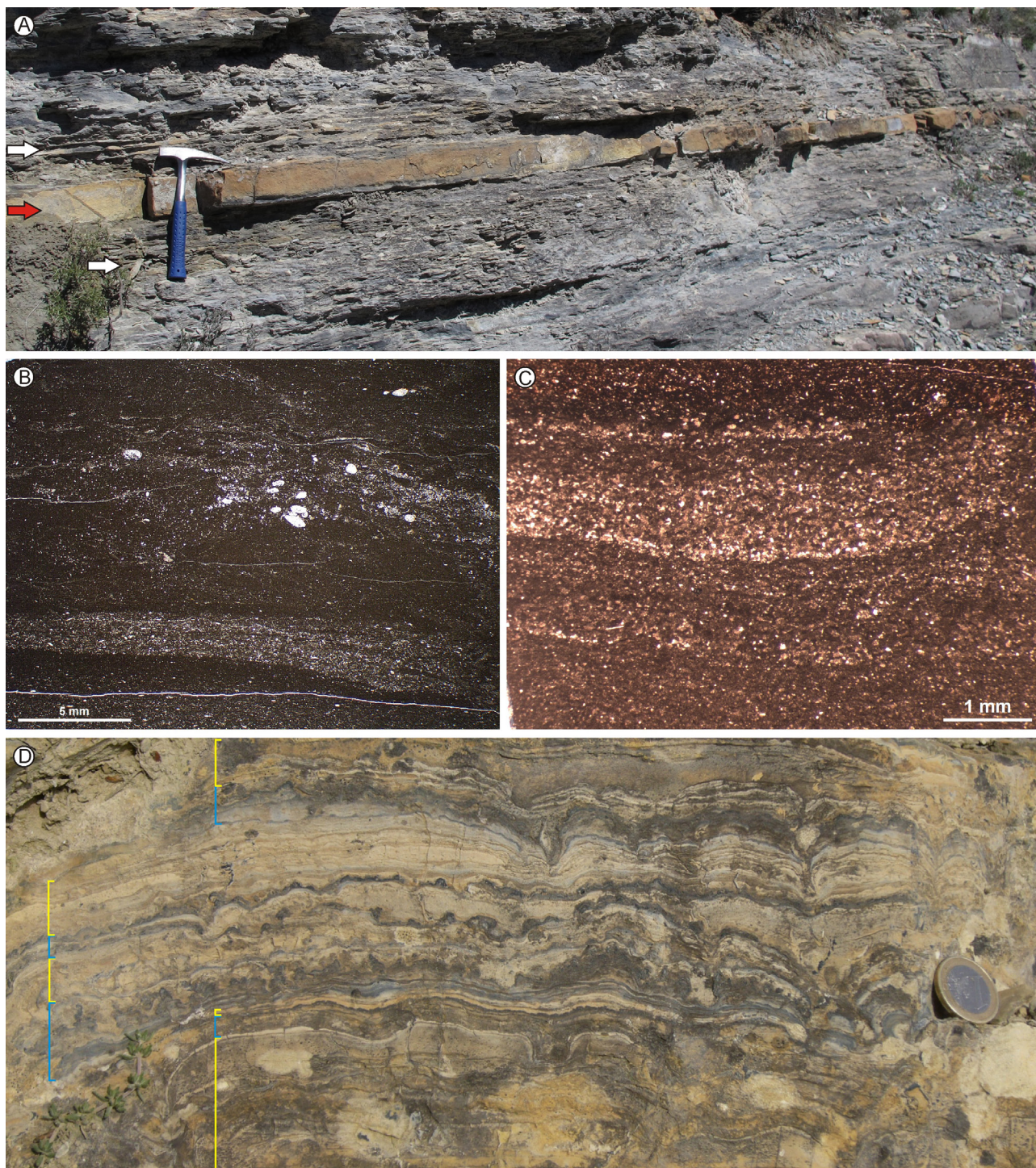


Fig. 2.23. **A.** Fotografía de campo de una capa tabular de dolomía (flecha roja) intercalada entre capas heterolíticas no canalizadas (flechas blancas). **B.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa la microfacies de dolomía limosa. Obsérvese que en la mitad inferior de la fotografía se distingue laminación causada por variaciones en el contenido de granos siliciclásticos (granos de color blanco). **C.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa la microfacies de dolomía peloidal. Obsérvese que las láminas presentan base ligeramente erosiva sobre la que se acumulan pellets y granos de cuarzo y hacia techo la cantidad de granos de cuarzo y su tamaño disminuyen. **D.** Fotografía de campo de un nivel de dolomía estromatolítica. Obsérvese que alternan las láminas ligeramente onduladas aproximadamente paralelas a la morfología de los domos (corchetes amarillos) y las láminas con estructura dómico-columnar de menos de 1 cm de diámetro y altura (corchetes azules).

En algunas capas de dolomías se observan pseudomorfos de evaporitas reemplazados por calcita predominantemente y cuarzo en menor proporción (Fig. 2.24.E). Los pseudomorfos presentan hábitos lenticulares fundamentalmente y pueden alcanzar los 10 cm de longitud, aunque en general suelen ser inferiores a 2 cm. Los pseudomorfos pueden estar dispersos o formando nódulos y a menudo se encuentran rellenando grietas de desecación. En muchos casos, se ve desplazamiento de la matriz dolomítica a su alrededor.

2.3.3.A. Interpretación

La geometría tabular y lateralmente muy continua de las capas de dolomía y su asociación con las capas heterolíticas no canalizadas (Fig. 2.23.A) sugieren que estos niveles de dolomía se formaron en amplias zonas llanas encharcadas dentro de las llanuras de marea siliciclásticas del Grupo Oncala. La profundidad de estas zonas encharcadas debía de ser escasa teniendo en cuenta que se desecaban frecuentemente como indica la presencia de grietas de desecación a techo de las capas de dolomía. En estas zonas, además, la descarga de siliciclásticos probablemente era menor que en el resto de la llanura de marea lo que permitía que precipitara carbonato.

Las variaciones en la abundancia y tamaño de los granos siliciclásticos en las dolomías limo-arenosas (Fig. 2.23.B) sugieren fluctuaciones en las condiciones de agitación del agua de las zonas encharcadas donde se formaron. Además, la presencia de láminas gradadas en las dolomías peloidales (Fig. 2.23.C) sugiere que éstas se formaban como resultado de la desaceleración rápida de flujos con alta carga de sedimento producidos por el viento, oleaje, tormentas o mareas. Con la llegada de cada uno de estos flujos, el sedimento depositado anteriormente en el fondo era ligeramente erosionado y, a medida que la corriente iba decelerando, se depositaban los granos detríticos de forma granodecreciente. Estas variaciones en la velocidad de la corriente pueden ocurrir en numerosos ambientes sedimentarios (p. ej. *playa-lakes* y lagos salinos someros, Eugster y Hardie, 1975, Hardie *et al.*, 1978, Smoot, 1983; lagos relativamente profundos, Ludlam, 1974, Lambert y Hsü, 1979, Corella *et al.*, 2011a, 2011b; humedales continentales, Fregenal-Martínez, 1998; Buscalioni y Fregenal-Martínez, 2010; plataforma somera, Demicco y Hardie, 1994), incluidas llanuras mareales (Hardie y Ginsburg, 1977; Shinn, 1983; Mitchell, 1985; Demicco y Hardie, 1994) como las propuestas para el Grupo Oncala. La abundancia de *pellets* fecales, por otra parte, también es habitual en ambientes marino restringidos, someros y de baja energía (Wanless y Burton, 1981; Tucker y Wright, 1990), aunque no se debe olvidar que los *pellets* también son frecuentes en lagos, especialmente salinos o salobres (Smoot & Lowenstein, 1991; Warren, 2006; Martín-Puertas *et al.*, 2008).

La presencia de facies estromatolíticas indica que la actividad microbiana mediaba en la precipitación de carbonatos en estas zonas encharcadas (Riding, 2000; Dupraz *et al.*, 2009). Además, la alternancia de microfábricas que muestran las láminas estromatolíticas (Fig. 2.24.A-D) indica alternancia de varios tipos de mecanismos de acreción, que podrían estar ligados a variaciones en las condiciones hidrodinámicas y/o hidroquímicas del ambiente en el que se formaron (*cf.* Suarez-Gonzalez *et al.*, en prensa). De especial interés para la interpretación paleoambiental resulta la presencia de láminas peloidales en estos estromatolitos. Teniendo en cuenta que estas láminas están compuestas por *pellets* fecales iguales que los de la microfacies de dolomía peloidal, se interpreta que los peloides que forman estas láminas procedían de zonas adyacentes desde donde eran transportados hasta la superficie de los estromatolitos. Además, el hecho de que los peloides se encuentren casi exclusivamente en las láminas onduladas y en las zonas topográficamente bajas generadas por las láminas con estructura dómico-columnar, es decir, en zonas gravitacionalmente estables, y nunca en las zonas de mayor pendiente de las láminas con estructura dómico-columnar

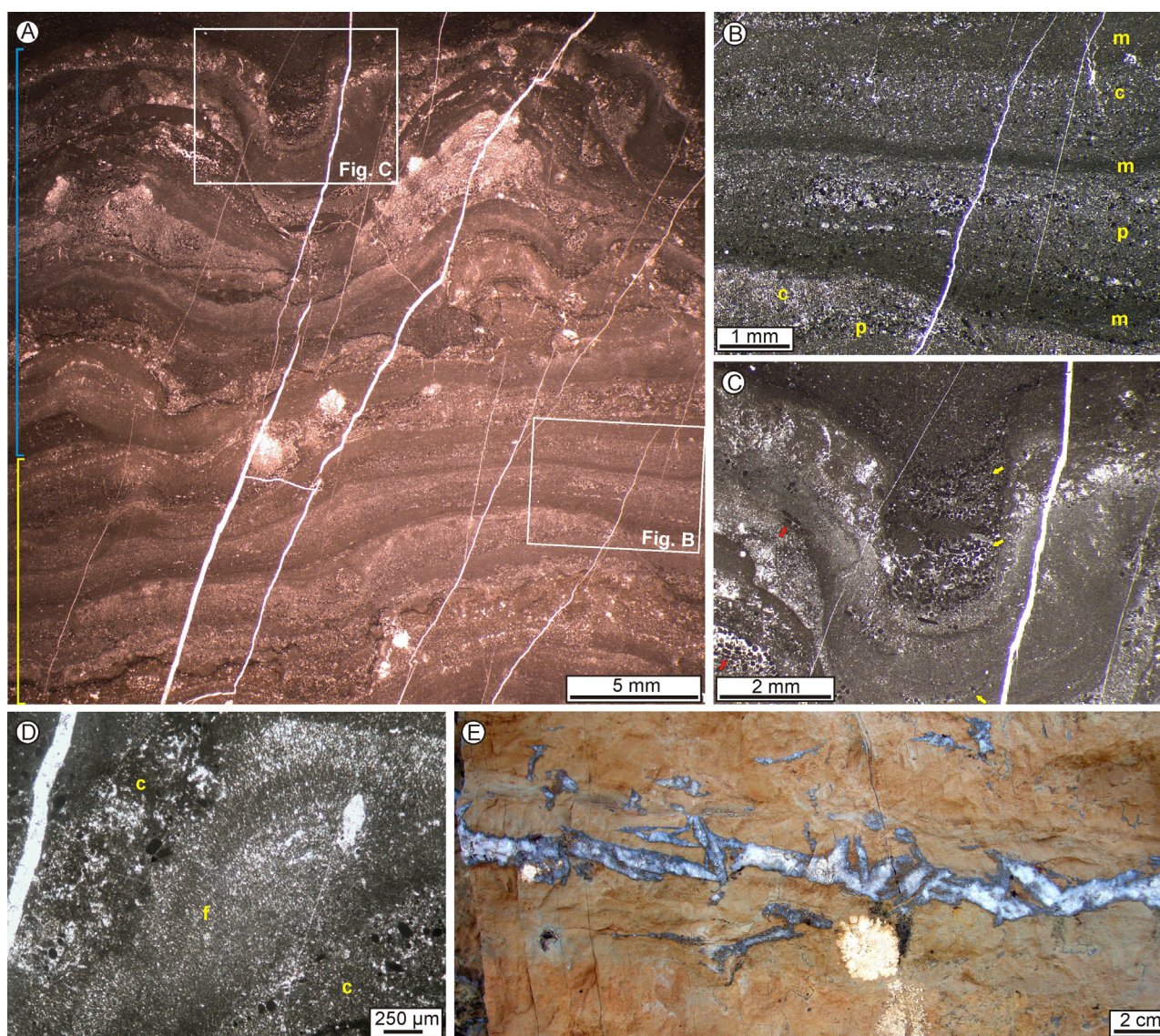


Fig. 2.24. **A.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observan láminas estromatolíticas onduladas (corchete amarillo) y láminas con estructura dómico-columnar (corchete azul). Obsérvese que las láminas presentan diversas microfábricas (ver detalle en Fig. B-D). **B.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa un detalle de la Fig. A compuesto por láminas onduladas que muestran microfábricas peloidales (p), clotted-peloidal (c) y micríticas densas (m). **C.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa un espacio interdómico relleno de dolomía peloidal (ver localización en Fig. A). Nótese que los peloides abundan en el espacio interdómico (flechas amarillas) mientras que son raros dentro de los micro-domos, estando presentes solo en las zonas más estables (flechas rojas) y totalmente ausente en las zonas de mayor pendiente. **D.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida en la que se observa microfábrica filamentososa (f) y clotted-peloidal (c). **E.** Fotografía de campo de pseudomorfos de yeso lenticular remplazados por calcita y cuarzo.

(Fig. 2.24.B, C), parece confirmar la interpretación de que los *pellets* eran transportados hasta la superficie de los estromatolitos, donde sedimentaban en las zonas topográficamente más bajas. Esta interpretación resulta de gran interés puesto que, hasta la fecha, estromatolitos que aglutinen granos de tamaño arena se han descrito prácticamente exclusivamente en ambientes mareales, donde el sedimento es transportado a la superficie de los estromatolitos de manera eficaz por las corrientes mareales (Logan, 1961; Dravis, 1983; Dill *et al.*, 1986; Suarez-Gonzalez *et al.*, en prensa). Según esto, la presencia de láminas peloidales en los estromatolitos del Grupo Oncala parece corroborar la interpretación de las dolomías tabulares como formadas en un sistema mareal.

Por último, los pseudomorfos de evaporitas reemplazados por calcita y cuarzo se interpretan como pseudomorfos de yeso debido a su morfología lenticular (Fig. 2.24.E), típica de cristales de yeso intrasedimentario

(cf. Ciarapica *et al.*, 1985; Magee, 1991; Kendall, 1992; Ortí y Rosell, 1997). Además, el hecho de que la matriz carbonática alrededor de los pseudomorfos esté deformada indica que el yeso creció de forma desplazativa dentro de la matriz. La precipitación de yeso desplazativo en las capas de carbonato indica que tenía que existir una fuente de sulfato para estas zonas encharcadas, que en un ambiente mareal podía ser perfectamente el agua marina.

2.3.4. Otras evidencias

Además de las interpretaciones paleoambientales que se pueden realizar a partir del análisis sedimentológico detallado de cada una de estas asociaciones de facies, conviene destacar otras características de carácter más general de los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala que sugieren también que estos sedimentos se formaron en un sistema con influencia mareal.

En primer lugar, la gran cantidad de lutita acumulada (Fig. 2.8, 2.9) es una de las características más llamativas de estos depósitos. Además, destaca que no solo sea muy abundante en las facies no canalizadas sino que también es muy importante en los cuerpos de lóbulos de meandro. La acumulación de gran cantidad de lutita es un rasgo típico en sistemas mareales (Dalrymple y Choi, 2007) y, aunque no se puede considerar un rasgo diagnóstico de depósitos de sistemas mareales, es útil para combinar con otras evidencias de sedimentación mareal.

En el mismo sentido, el predominio de las facies no canalizadas sobre los cuerpos de lóbulos de meandro es otra característica no diagnóstica pero típica de sistemas meandriformes con influencia mareal, que puede constituir un argumento más para diferenciarlos de sistemas meandriformes puramente fluviales. Esta mayor proporción de facies no canalizadas se ha interpretado como el resultado de inundaciones mucho más frecuentes en las llanuras de marea que en las llanuras de inundación fluviales y de la migración relativamente más lenta de los canales mareales que de los fluviales (Barwis, 1978).

2.3.4.A. Contenido fósil

El contenido fósil en los depósitos siliciclásticos y en las dolomías intercaladas del área central del Grupo Oncala es muy bajo y está compuesto por ostrácodos, fragmentos de huesos (Fig. 2.22.B) y escasas carófitas y bivalvos. Las trazas fósiles más abundantes son las huellas de vertebrados (descritas en el apartado 2.3.2) y también se dan estructuras de excavación (sub-) verticales y (sub-) horizontales, que suelen ser escasas salvo en algunas capas no canalizadas donde son más abundantes (Fig. 2.22.C, D). Ocasionalmente se observan algunas pistas sinuosas en las capas heterolíticas no canalizadas.

La ausencia de fósiles marinos y la escasez de trazas fósiles, excepto pisadas de vertebrados, son dos de los mayores problemas a la hora de interpretar los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala puesto que son características típicas de ambientes continentales. Sin embargo, en determinados ambientes mareales no viven organismos marinos o incluso apenas ningún otro organismo debido a las rápidas fluctuaciones de salinidad o predominio de agua dulce, altas tasas de sedimentación y/o altas concentraciones de material en suspensión (Kvale y Archer, 1990; Kvale y Mastalerz, 1998; Dalrymple y Choi, 2007).

Los estudios de las asociaciones de ostrácodos del Grupo Oncala realizados hasta la fecha (Schudack y Schudack, 1989, 2009) revelan condiciones de mezcla de agua dulce y salobre que explicarían la ausencia de organismos marinos en las llanuras y canales fluvio-mareales del Grupo Oncala. Asimismo, este dato es coherente con la interpretación fluvio-mareal dada para estos depósitos ya que esta mezcla de agua dulce y salobre es típica de la parte interna de los sistemas mareales (v. apartado 2.1 y Fig. 2.2.A). Por otra parte, la gran cantidad de lutita acumulada y el gran espesor de los sedimentos acumulados durante el Berriasiense en el Grupo Oncala (alrededor de 900 m de sedimentos siliciclásticos en la columna estratigráfica de Yanguas) reflejan condiciones de altas tasas de sedimento en suspensión y de sedimentación, que no son favorables para la presencia de organismos, contribuyendo también a la escasez de fósiles y trazas fósiles en estos depósitos.

2.3.4.B. Paleocorrientes

Las medidas de las direcciones de las paleocorrientes tomadas en la estratificación cruzada de pequeña escala, tanto de las capas heterolíticas no canalizadas como en los cuerpos de lóbulos de meandro, muestran una amplia dispersión de los valores (Fig. 2.25). Sin embargo, en ambas asociaciones de facies predominan claramente las paleocorrientes hacia el ESE y apenas se obtuvieron medidas hacia el S u O.

Estos datos son coherentes con la interpretación de los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala como formados en ambientes mareales con importante descarga fluvial. Como se explicaba en el apartado 2.1, en la zona interna de los sistemas mareales, donde se desarrollan canales meandriformes fluvio-mareales y llanuras intermareales asociadas a ellos, las corrientes suelen ser bien unidireccionales aguas abajo o bidireccionales con claro dominio del reflujo (Fig. 2.1, 2.3.B). Así, el predominio de paleocorrientes en una única dirección que se da en el Grupo Oncala indica que las corrientes de flujo de las mareas únicamente conseguían modificar o detener la corriente aguas abajo producida por los ríos (v. Fig. 2.3.B) o que las corrientes aguas arriba causadas por el flujo de las mareas eran mucho menores que las corrientes aguas abajo causadas por la suma de la corriente de reflujo más la descarga fluvial. Por otra

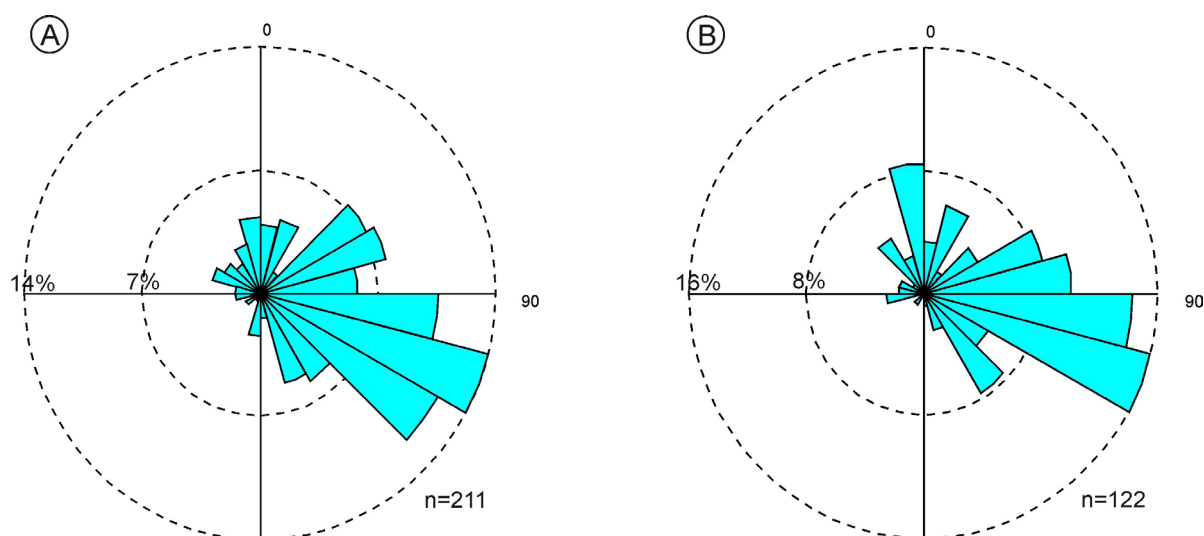


Fig. 2.25. Diagramas de rosas mostrando los sentidos de las paleocorrientes en el Grupo Oncala. En estos diagramas los sentidos de paleocorrientes se han agrupado en clases de 15° y la longitud de cada sector muestra la abundancia relativa de paleocorrientes con ese sentido. **A.** Diagrama de rosas que muestra los sentidos de paleocorrientes medidas en trenes de ripples y capas con estratificación cruzada de pequeña escala en las capas heterolíticas no canalizadas. **B.** Diagrama de rosas que muestra los sentidos de paleocorrientes medidas en trenes de ripples y capas con estratificación cruzada de pequeña escala en los cuerpos de lóbulos de meandro.

parte, el claro predominio de las paleocorrientes hacia el ESE sugiere que el eje del sistema mareal desarrollado en el Grupo Oncala se orientaba en dirección ONO-ESE.

2.4. Comparación de los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala con los depósitos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel (Francia)

Para corroborar esta interpretación de los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala como formados en un sistema fluvio-mareal formado por extensas llanuras mareales de muy bajo gradiente topográfico atravesadas por canales meandriformes se ha procedido a comparar estos sedimentos con los depósitos modernos de la parte interna del estuario de la bahía del Mont-Saint-Michel (Francia), uno de los ejemplos más famosos y mejor estudiados de ambientes costeros hipermareales (*sensu* Archer, 2013). La presencia de numerosas similitudes entre la zona interna del estuario de la bahía del Mont-Saint-Michel y los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala hizo que se eligiera este análogo moderno para la comparación de ambos sistemas. Sin embargo, es importante destacar desde el principio que no se trata de un análogo perfecto ya que existen varias diferencias importantes entre ambos sistemas como son la composición de los sedimentos, la dirección de las corrientes dominantes o la morfología de la cuenca sedimentaria, como se explicará más adelante. Para poder comparar los depósitos de ambos sistemas se llevaron a cabo varias campañas de campo en la bahía del Mont-Saint-Michel junto con investigadores de la Universidad de Caen (Francia) durante la estancia de dos meses que se realizó en dicha universidad gracias a una ayuda para estancias breves del Ministerio de Educación.

2.4.1. La bahía del Mont-Saint-Michel: el estuario interno y sus sedimentos

La bahía del Mont-Saint-Michel se encuentra en la parte occidental del Canal de la Mancha, en la zona noroccidental de Francia (Fig. 2.26.A). Más concretamente, se sitúa en el ángulo formado por la costa norte de Bretaña y la costa oeste de Baja Normandía. La bahía muestra una geometría de embudo (Archer, 2013) en la que la zona más estrecha se encuentra en el extremo oriental y se ensancha ampliamente hacia el noroeste (Fig. 2.26.A). Esta extensa bahía está protegida en gran medida de la acción del oleaje y la dinámica sedimentaria está controlada prácticamente por completo por las corrientes mareales (Tessier *et al.*, 1995). Las corrientes mareales en esta zona son muy fuertes, llegando a superar los 4 nudos en el extremo noroccidental de la bahía (Caline *et al.*, 2002a), y el rango mareal alcanza ocasionalmente los 15 m durante las mareas vivas (Tessier *et al.*, 1995; Caline *et al.*, 2002a), aunque la media es de 12 m de altura (Caline *et al.*, 2002a). Las periodicidades mareales son las propias de un sistema semidiurno con una desigualdad diurna muy pequeña (Tessier *et al.*, 1995).

Dentro de la bahía del Mont-Saint-Michel, se diferencian claramente dos sistemas morfosedimentarios (Fig. 2.26.A): una ensenada no estuarina en la zona occidental y, en la zona oriental, un amplio estuario formado en la desembocadura de tres ríos y encajado en un paleovalle limitado por el basamento, compuesto por rocas metasedimentarias (areniscas y pizarras) de edad proterozoica (Caline *et al.*, 2002b). De estos dos sistemas, el que



Fig. 2.26.A. Imágenes de satélite que muestran la bahía del Mont-Saint-Michel y su localización en el canal de la Mancha (señalada con el rectángulo rojo). Nótese la morfología de embudo de la bahía, que se estrecha hacia el este y se abre hacia el mar hacia el noroeste. Obsérvese que la bahía está diferenciada en dos sistemas morfosedimentarios: la ensenada y el estuario. La zona de interés para el presente trabajo es el estuario interno, en la zona fluvio-mareal de los ríos Sée y Selune, donde se forman depósitos y estructuras sedimentarias similares a las del Grupo Oncala. **B.** Imagen de satélite de la zona fluvio-mareal desarrollada en el estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel, en la desembocadura de los ríos Sée y Selune. Obsérvese que la zona fluvio-mareal de estos ríos está formada por sendos canales meandriformes permanentemente inundados flanqueados por llanuras intermareales y por marismas.

presenta mayores similitudes con los depósitos del Grupo Oncala es el estuario desarrollado en el área oriental y, en concreto, la zona interna del estuario (Fig. 2.26.A, B) que corresponde al tránsito fluvio-mareal de los ríos Sée y Sélune (Fig. 2.26). En general, la descarga fluvial de estos ríos es muy baja (el caudal medio anual es inferior a $20 \text{ m}^3/\text{s}$; Tessier, 1998) y, por lo tanto, los procesos fluviales tienen mucha menor importancia. Esto hace que la hidrodinámica de la zona fluvio-mareal esté controlada esencialmente por las corrientes de marea, sobre todo, por el flujo aunque en algunas localidades específicas puede dominar el reflujo (Tessier, 2002).

La zona fluvio-mareal tanto del río Sée como del Sélune está formada por sendos canales meandriformes, permanentemente inundados, flanqueados, en este orden, por llanuras intermareales arenosas, mixtas y fangosas y marismas (Fig. 2.26.B, 2.27, 2.28), que pueden ocupar hasta alrededor de 1 km en sentido transversal al eje del canal (Tessier, 1998, 2002). La migración lateral del canal hace que en la parte convexa de los meandros se formen barras de meandro (Fig. 2.27, 2.28) con perfiles muy tendidos, especialmente hacia su parte más alta (Fig. 2.27.B). La parte inferior de estas barras de meandro está siempre inundada y acumula facies típicas de canal submareal. La parte media y superior de las barras de meandro, en cambio, queda inundada o expuesta de manera periódica en función de las mareas y acumula, de la parte inferior a la superior, facies de llanura arenosa, mixta y fangosa (Fig. 2.27, 2.28). Estas barras de meandro están lateralmente relacionadas con los depósitos de acreción vertical de la llanura fangosa y de la marisma formados en la zona intermareal más alta y supramareal (Fig. 2.27, 2.28), y el paso entre ambos tipos de sedimentos es muy gradual. En la parte cóncava de los meandros no se observa esta gradación progresiva desde facies submareales a facies de marisma, sino que normalmente el canal erosiona directamente los depósitos de acreción vertical de la llanura intermareal fangosa o de marisma (Fig. 2.27, 2.28.B).

La secuencia típica que se desarrolla en el estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel consiste de base a techo en facies de canal, llanura arenosa, llanura mixta, llanura fangosa y marisma (Tessier, 1998).

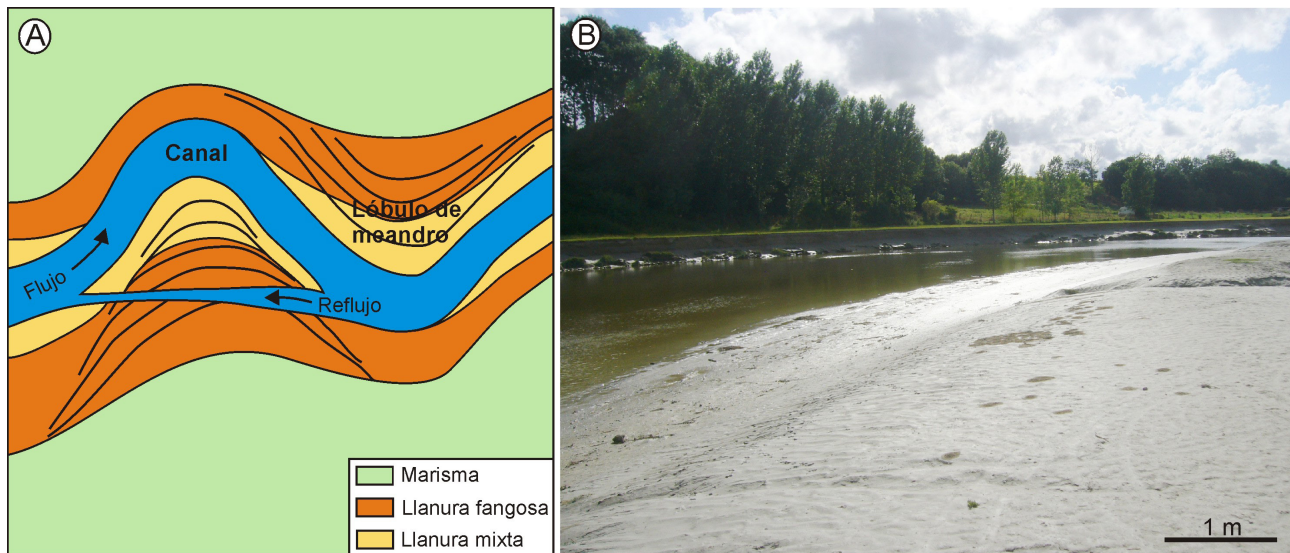


Fig. 2.27.A. Esquema de un canal meandriforme formado en el estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel y las llanuras intermareales y marismas que lo flanquean. Obsérvese que las barras de meandro formadas en la parte convexa de los meandros incluyen facies de llanura mixta y fangosa en su parte media y alta, respectivamente. En la zona cóncava de los meandros se produce erosión de la llanura fangosa e, incluso, podría erosionarse directamente la marisma. La corriente de reflujo puede formar short-cuts que atraviesan los lóbulos de meandro. Modificado de Tessier (2002). **B.** Fotografía de campo de un meandro fluvio-mareal del río Sée durante la marea baja en la que se ve la parte permanentemente inundada del canal, la barra de meandro que se forma en la parte convexa del meandro y la erosión de la marisma en la parte cóncava del meandro. Nótese el perfil tendido de la barra de meandro y que su parte media-alta queda expuesta periódicamente al bajar la marea, por lo que se considera parte de la llanura intermareal.

Las facies de canal y llanura arenosa-mixta, formadas en la zona submareal a intermareal media, están compuestas por arena homogénea de grano muy fino y con gran cantidad de *ripples* de corriente (Fig. 2.28). Casi nunca se conservan *mud drapes*; únicamente en el *bottomset* de algunos *ripples* pueden quedar preservados de manera excepcional. Ocasionalmente se da laminación paralela de alto régimen de flujo y no se suele observar ritmicidad en esta facies. Al ascender por las unidades de acreción lateral hacia la llanura fangosa, los *mud drapes* y la estratificación *flaser*, ondulada y lenticular van siendo progresivamente más abundantes (Tessier, 1998, 2002).

Las facies de llanura mixta-fangosa y marisma (Fig. 2.29.A, B), formadas en la zona intermareal alta, están compuestas por sedimentos de tamaño de grano de arcilla a arena con más de un 50% de bioclastos carbonáticos (Bourcart y Charlier, 1959; Larssonneur, 1975, 1989; Tessier, 1993; Tessier *et al.*, 1995). Esta facies está compuesta típicamente por una alternancia de capas milimétricas o centimétricas de limo arenoso y de limo arcilloso (Fig. 2.29.C-I), que forman estratificación *flaser*, ondulada y lenticular, así como laminación paralela (Tessier, 1993, 2002). También se forman *ripples* de corriente trepadores en los diques (o *levees*) y *short-cuts* (Lanier y Tessier, 1998). Además, es muy común la formación de grietas de desecación en esta zona intermareal alta durante los periodos prolongados de emersión (Fig. 2.30.A), así como la presencia de pisadas de ovejas (Fig. 2.30.F, 2.30.A) y ocasionales huellas de gotas de lluvia (Fig. 2.30.B). La característica más representativa de los depósitos de la llanura mixta-fangosa es la presencia de ritmitas mareales (Fig. 2.29.C, 2.30.C, 2.30.D). Los dobletes de limo arenoso-limo arcilloso, que representan un ciclo de marea cada uno, se organizan en grupos en los que los espesores de los dobletes aumentan y disminuyen progresivamente, registrando cada uno de estos grupos un semiciclo lunar (Tessier, 1993, 1998, 2002). Dado que esta zona intermareal alta solo es inundada por 10 o 12 mareas cada semiciclo lunar, es decir, en cada semiciclo de 14 días solo alcanzan esta zona las 10 o 12 mareas de mayor rango, cada ciclo de marea muerta-viva-muerta contiene menos de 12 dobletes. Estos semiciclos lunares pueden quedar registrados en distintos tipos de estratificación: a) en capas con laminación paralela (Fig. 2.29.C), b) en capas con *ripples* de corriente (Fig. 2.30.C, D), donde se observa una variación de estratificación ondulada a *flaser* y de nuevo a ondulada, además de los cambios de espesor de los dobletes, y c) en capas formadas por *ripples* trepadores. En las facies de marisma, no quedan registrados los semiciclos lunares, sino que se observan laminaciones milimétricas predominantemente limosas o arcillosas (Fig. 2.30.E). Estas laminaciones también presentan ciclicidades pero, en este caso, se trata de ciclos anuales formados probablemente durante las mareas equinocciales (Tessier, 1998, 2002). Estas facies están alteradas por las raíces de las plantas que crecen en la marisma (Fig. 2.30.E).

Por último, conviene destacar que la actividad biológica en el estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel es mínima debido a las fuertes variaciones de salinidad y temperatura y a las altas tasas de sedimentación. Esto hace que el sedimento apenas esté afectado por bioturbación (Tessier *et al.*, 1995; Tessier, 2002).

2.4.2. Semejanzas de los depósitos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel con los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala

Numerosas semejanzas entre los depósitos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel y los del Grupo Oncala parecen corroborar la interpretación de los depósitos berriasienses estudiados como formados en un sistema con influencia mareal. En primer lugar, cabe resaltar la alta proporción de sedimento de grano fino acumulado tanto en el estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel (Fig. 2.8, 2.9 vs. Fig. 2.29.A), que refleja la



Fig. 2.28. **A.** Fotografía panorámica de un meandro fluvio-mareal del río Sée durante la marea baja. En la parte convexa del meandro se forma un lóbulo de meandro y se pasa de forma gradual desde el canal permanentemente inundado a la llanura mixta, a la llanura fangosa y finalmente a la marisma. Nótese en la fotografía de detalle los ripples de arenisca formados en la llanura mixta y la laminación paralela que caracteriza la llanura fangosa. **B.** Fotografía panorámica de un meandro fluvio-mareal del río Sée durante la marea baja. Obsérvese que en la parte cóncava del meandro (lado derecho de la fotografía) se está erosionando la llanura fangosa, mientras que en la parte convexa del meandro se forma un lóbulo de meandro. Nótese la gran cantidad de ripples que se forman en la llanura mixta.

gran cantidad de sedimento en suspensión existente en ambos ambientes deposicionales.

Una similitud importante es que ambas sucesiones están formadas por cuerpos de lóbulos de meandro y capas heterolíticas no canalizadas con gran continuidad lateral (Fig. 2.8, 2.10 vs. Fig. 2.29.B). En ambas sucesiones, los cuerpos de lóbulos de meandro están formados por barras de meandro compuestas a su vez por unidades de acreción lateral muy tendidas (Fig. 2.12.A, B vs. Fig. 2.27.B), que forman estratificación heterolítica inclinada. En ambas sucesiones, la base de los cuerpos de lóbulos de meandro es erosiva respecto a las capas heterolíticas no canalizadas, como se puede observar en la parte cóncava de los meandros del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel (Fig. 2.27.B, 2.28.B) y en la base erosiva que presentan los cuerpos de lóbulos de meandro del Grupo Oncala (Fig. 2.12.C, 2.13.A). Además, los depósitos de barras de meandro pasan gradualmente hacia techo a depósitos de acreción vertical (denominados “capas heterolíticas no canalizadas” en el caso de los depósitos del Grupo Oncala), puesto que las barras de acreción lateral se van haciendo cada vez más tendidas hacia la parte alta y muestran estructuras sedimentarias muy similares a los depósitos no canalizados.

La parte baja de las barras de meandro en ambas sucesiones está compuesta por arena homogénea con estratificación cruzada o laminación paralela de alto régimen de flujo y apenas presenta *mud drapes*. Estas características, como se ve en el estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel, son el resultado de la alta velocidad de la corriente en la parte permanentemente inundada del canal que no permite la preservación de los *mud drapes*.

Tanto en el estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel como en los depósitos del área central del Grupo Oncala, la parte media y alta de las barras de meandro y los depósitos de las llanuras muestran una alternancia de láminas de sedimento más grueso y láminas de sedimento más fino (Fig. 2.15.A-C, 2.19, 2.20 y Fig. 10-11 de Quijada *et al.*, en prensa, vs. Fig. 2.29.C-I). Basándonos en lo observado en el estuario interno actual, esta alternancia de sedimento grueso y fino en los depósitos del Grupo Oncala se debería a las fluctuaciones en la velocidad de la corriente causadas por las mareas. Además, en ambas sucesiones se han observado ritmitas mareales, desarrolladas tanto en capas con *ripples* de corriente como en capas con estratificación paralela (Fig. 2.15.C, D vs. Fig. 2.29.C, 2.30.C, D). Las ritmitas del Grupo Oncala muestran ciclos de entre 8 y 14 dobles. Este número de dobles podría explicarse como el resultado de sedimentación en un sistema mareal diurno, en el que se dieran 14 corrientes dominantes entre dos periodos de mareas muertas consecutivas. Sin embargo, las ritmitas del estuario de la bahía del Mont-Saint-Michel, que es un sistema mareal semidiurno, presentan un número similar de dobles por ciclo (entre 10 y 12 dobles generalmente) al Grupo Oncala. Esta semejanza entre ambos tipos de ritmitas junto con el hecho de que en ambos casos se hayan formado en la zona intermareal alta sugiere que la presencia de menos de 14 dobles por ciclo en las ritmitas del Grupo Oncala se debe más probablemente a que esta zona intermareal alta solo se inundaba durante las mareas más altas de cada semiciclo lunar.

Por otro lado, en ambos casos se desarrollaron huellas de desecación, pisadas de vertebrados (Fig. 2.16 vs. Fig. 2.30.A) y huellas de gotas de lluvia (Fig. 2.17.D vs. Fig. 2.30.B) en los sedimentos de la zona intermareal alta. Aunque estas características no son únicas de depósitos mareales, la comprobación de que las estructuras sedimentarias presentes en los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala también se dan en el estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel confirma que en ambos sistemas se han dado procesos similares. Por último, la escasa bioturbación y fósiles presentes en los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala no desentonan con un ambiente sedimentario con influencia mareal, como pone de manifiesto la escasa actividad biológica que se da en el estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel.

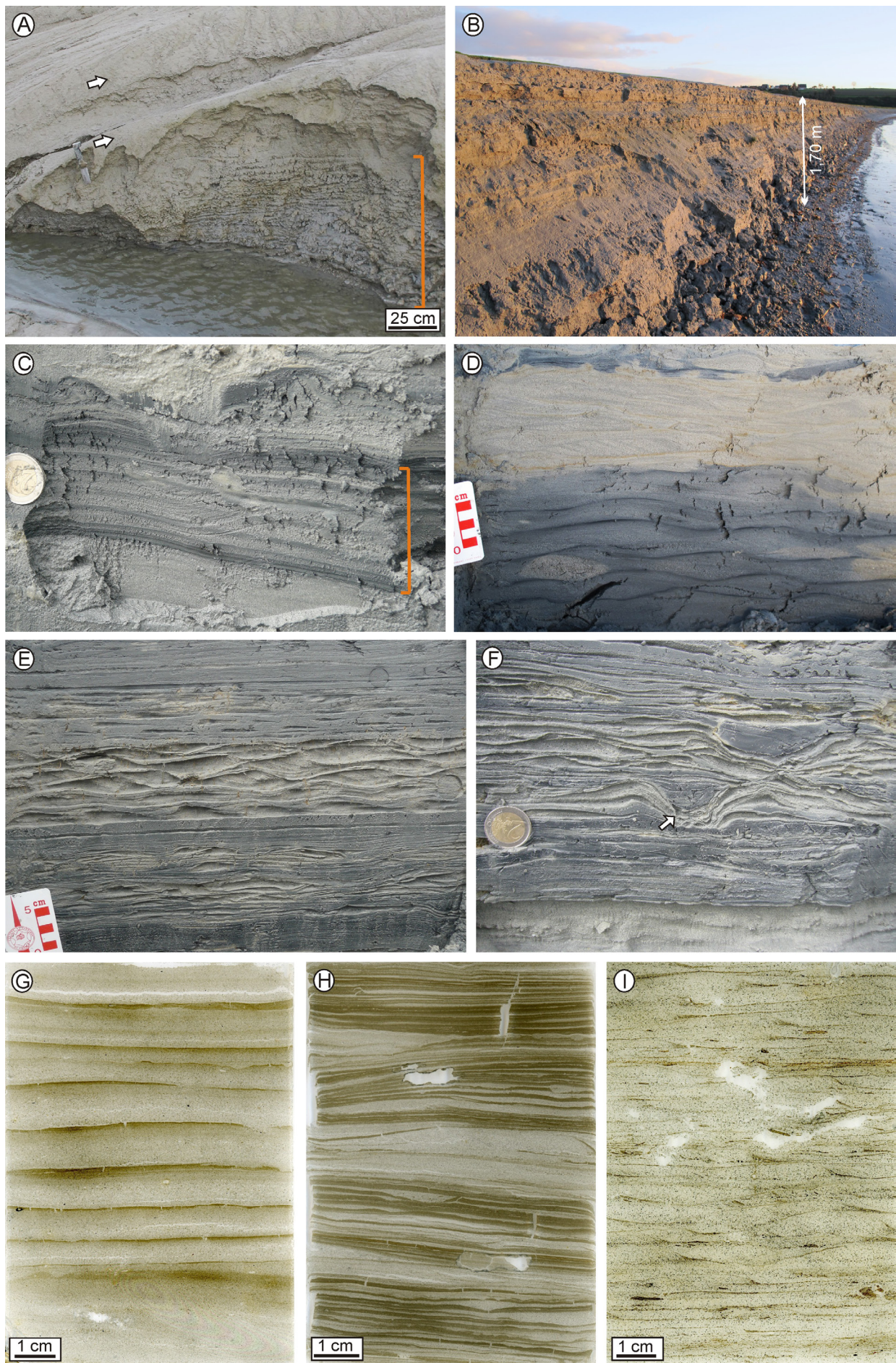


Fig. 2.29. Imágenes de los depósitos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel. **A.** Llanura intermareal fangosa atravesada por un pequeño canal mareal cuya erosión deja ver el sedimento de grano fino depositado por acreción vertical en la llanura fangosa (corchete naranja). Véase el parecido con la Fig. 2.9. El funcionamiento del pequeño canal mareal ha generado la morfología convexa que se aprecia en la fotografía y que actualmente está siendo cubierta con láminas de sedimento de grano fino ligeramente inclinadas (flechas). **B.** Depósitos de la llanura intermareal mixta-fangosa erosionados por el canal estuarino (en la parte derecha de la fotografía). Obsérvese la gran continuidad lateral de las capas. Véase el parecido con la Fig. 4.9. **C.** Alternancia de capas de limo arenoso (de color más claro) y de limo arcilloso (de color más oscuro) que muestran estratificación paralela de bajo régimen de flujo. Véase el parecido con las Fig. 2.20.A, B. La secuencia marcada con el corchete representa un semicículo lunar, en el que el espesor de los dobletes va aumentando de las mareas muertas a las vivas y disminuye de las mareas vivas a las muertas. **D.** Trenes de ripples trepadores cubiertos por mud drapes. Los mud drapes se distinguen claramente en la parte inferior de la fotografía por su color gris muy oscuro y en la parte superior de la fotografía por su color anaranjado. **E.** Alternancia de capas de limo arenoso y de limo arcilloso mostrando estratificación ondulada, lenticular y paralela de bajo régimen de flujo. Este corte está lavado con agua lo que permite diferenciar claramente las capas más arenosas, que son menos cohesivas y por tanto se disgregan más fácilmente, de las capas más arcillosas, más cohesivas y por tanto más resistentes a la erosión. Véase el parecido con la Fig. 2.15.B. **F.** Alternancia de capas de limo arenoso (más erosionado) y de limo arcilloso (menos erosionado) deformadas por una pisada de oveja (señalada con flecha). **G.** Imagen escaneada de una lámina delgada de la alternancia de capas de limo arcilloso (más oscuras) y de limo arenoso (más claras) con estratificación paralela. Cortesía de B. Tessier. Véase el parecido con la Fig. 2.20.A. **H.** Imagen escaneada de una lámina delgada de la alternancia de capas de limo arcilloso (más oscuras) y limo arenoso (más claras) con estratificación paralela y estratificación cruzada de pequeña escala. Cortesía de B. Tessier. **I.** Imagen escaneada de una lámina delgada que muestra estratificación flaser formada por capas de arena con estratificación cruzada de pequeña escala cubiertas por un fino mud drape. Cortesía de B. Tessier. Véase el parecido con la Fig. 2.20.C.

Todas estas similitudes entre ambas sucesiones sugieren que los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala se formaron probablemente en la zona interna de un sistema mareal de tipo estuarino o deltaico. Establecer el carácter estuarino o deltaico de los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala resulta complicado ya que las características sedimentarias de la zona fluvio-mareal de ambos tipos de sistemas pueden ser muy similares (Dalrymple y Choi, 2007; Dalrymple, 2010; Martinius y Van den Berg, 2011). De acuerdo con la definición propuesta por Dalrymple (2010), que deriva de las de Boyd *et al.* (2006), Dalrymple (2006) y Dalrymple y Choi (2007), un estuario es una bahía costera formada en condiciones transgresivas con al menos algo de influencia fluvial, mientras que un delta es un sistema costero formado en condiciones regresivas que progresa debido a la descarga de sedimento fluvial. Según esta definición, las sucesiones formadas en un sistema estuarino dominado por las mareas estarían caracterizadas por una tendencia retrogradante y el sedimento provendría tanto de las descargas fluviales como de aportes desde el mar (Dalrymple, 2010). Por el contrario, las sucesiones formadas en un delta dominado por las mareas estarían caracterizadas por una tendencia progradante y en ellas se acumularían sedimentos traídos por los ríos (Dalrymple, 2010). Además, la importancia de las corrientes fluviales es comparativamente menor en los sistemas estuarinos que en los deltaicos (Dalrymple y Choi, 2007), lo que hace que el área con predominio de los procesos fluviales y el área afectada por corrientes fluviales sean comparativamente de menor tamaño en los estuarios que en los deltas (Fig. 2.1). Todos estos criterios que permiten diferenciar entre sucesiones estuarinas y deltaicas son útiles en aquellas sucesiones en las que están presentes todos los cinturones de facies desde la zona externa a la interna del sistema mareal ya que, en estos casos, se puede identificar la tendencia retrogradante o progradante del sistema, así como establecer la importancia relativa de los procesos fluviales y marinos. Sin embargo, en el caso de los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala estos criterios son difíciles de aplicar, puesto que en la cuenca de Cameros solo se acumularon las facies de la zona más interna del sistema mareal. Tanto en estuarios como en deltas, el área más interna recibe gran cantidad de sedimento fluvial, y se combinan los procesos fluviales y mareales, causando que los procesos sedimentarios y las facies que se dan en la zona fluvio-mareal de ambos sistemas puedan ser idénticos (Dalrymple y Choi, 2007; Dalrymple, 2010; Martinius y Van den Berg, 2011). Además, la presencia únicamente de depósitos de la zona fluvio-mareal dificulta la interpretación de la evolución vertical de la sucesión. Como se explica más adelante en el capítulo 4 y en el artículo de Quijada *et al.* (2013b), los cambios de facies laterales y verticales entre los depósitos siliciclásticos y carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala han permitido identificar una tendencia general retrogradante en la unidad. Esto podría sugerir que los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala se formaron en un sistema estuarino. Sin embargo, se considera arriesgado interpretar el carácter estuarino o deltaico de estos depósitos sin conocer la relación de estos depósitos fluvio-mareales con los sedimentos de áreas más

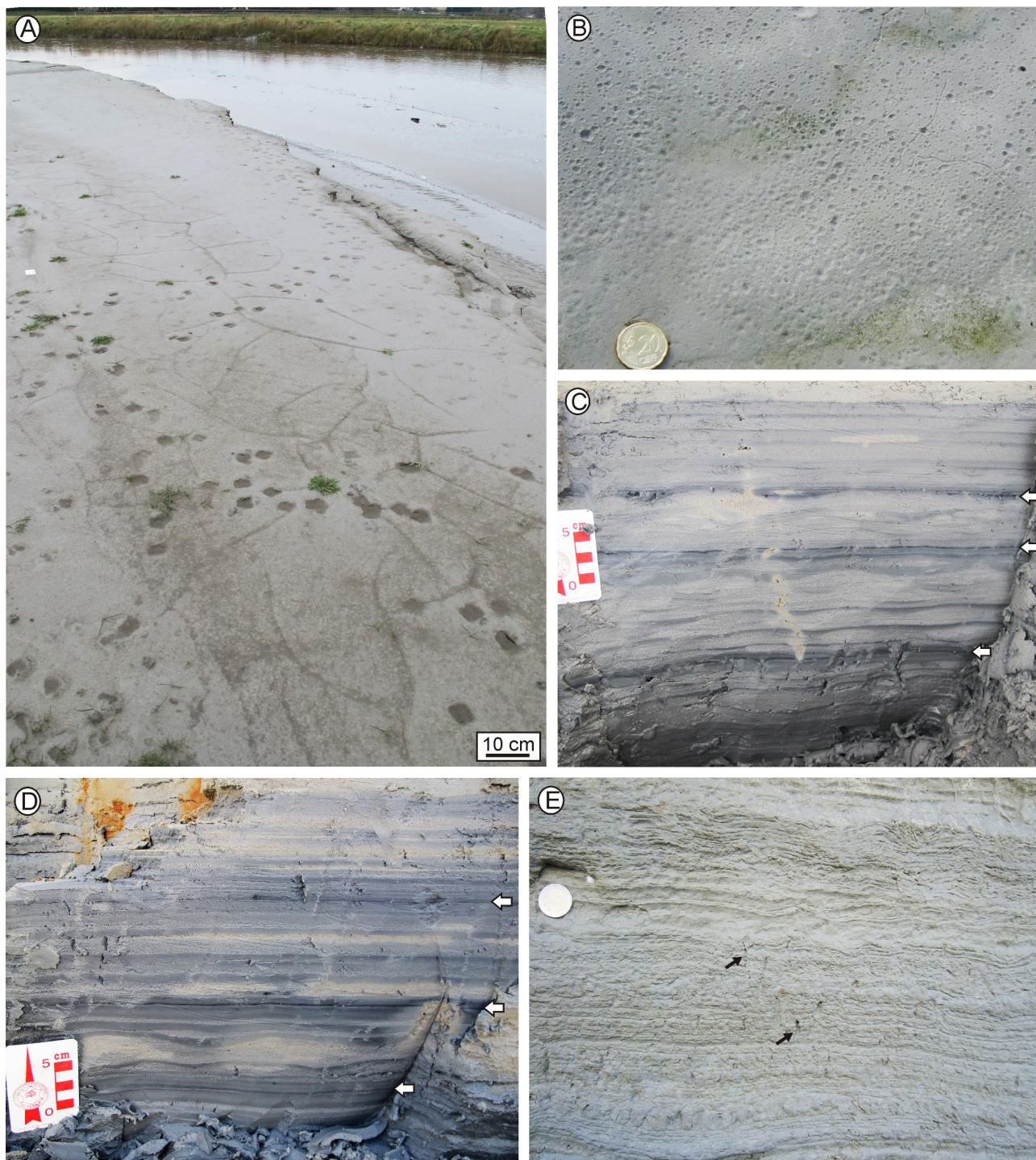


Fig. 2.30. Imágenes de campo de los depósitos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel. **A.** Parte alta de una barra de meandro (formada en la llanura fangosa) que muestra grietas de desecación y pisadas de ovejas. Véase el parecido con la Fig. 2.16. **B.** Huellas de gotas de lluvia a techo de una capa de limo de la llanura intermareal. Véase el parecido con la Fig. 2.17.D. **C.** Ritmitas mareales formadas en la llanura intermareal alta. Las ritmitas están formadas por dobletes de limo arenoso (más claro) y limo arcilloso (más oscuro) cuyos espesores varían y presentan distintos tipos de estratificación en función de las variaciones en la velocidad de las corrientes a lo largo del semiciclo lunar. Durante las mareas muertas la llanura intermareal alta queda emergida y se intensifica la actividad bacteriana, dando lugar a mud drapes de color negro (flechas). Véase el parecido con las Fig. 2.15.B, 2.15.C y 2.22.A. **D.** Ritmitas mareales formadas en la llanura intermareal alta. El semiciclo lunar ha quedado registrado en secuencias que comienzan con una capa negra de sedimento de grano fino (flechas), por encima hay dobletes con estratificación paralela de bajo régimen de flujo, progresivamente pasan a dobletes con estratificación cruzada de pequeña escala y, de nuevo, pasan gradualmente a dobletes con estratificación paralela y, finalmente, aparece otra capa negra de sedimento de grano fino. Véase el parecido con las Fig. 2.15.B, 2.15.C y 2.22.A. **E.** Depósitos predominantemente arcillosos y limosos formados en la marisma que presentan una característica laminación milimétrica. Nótese la alteración por huellas de raíces (flechas).

externas. Por todo ello, no es posible determinar si el sistema mareal en el que se formaron los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala era un estuario o un delta.

2.4.3. Diferencias de los depósitos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel con los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala

A pesar de que los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala y los sedimentos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel muestran numerosas similitudes, también se dan importantes diferencias entre ambos sistemas sedimentarios. En primer lugar, las llanuras de marea del Grupo Oncala se interpretan como más extensas que las del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel. Esto probablemente se deba a que el Grupo Oncala se depositó en una amplia cuenca con un gradiente topográfico muy suave, mientras que el estuario del Mont-Saint-Michel está encajado en un paleovalle limitado por el basamento que no permite el desarrollo de llanuras mareales más extensas.

Por otro lado, la distancia entre el estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel y la zona marina submareal es de poco más de 12 km (Fig. 2.26.A). En cambio, los depósitos marinos submareales temporalmente equivalentes a los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala se situaban fuera de la cuenca de Cameros, bien en cuencas meridionales del Sistema de *Rift* Mesozoico Ibérico o bien en la cuenca vasco-cantábrica (v. Quijada *et al.*, 2013b y capítulo 3). Teniendo en cuenta la distancia desde los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala a los depósitos submareales encontrados en las cuencas adyacentes, la distancia entre la zona interna fluvio-mareal desarrollada en la cuenca de Cameros y la zona submareal probablemente superaba los 150 km, lo que evidencia que la escala del sistema deposicional desarrollado estudiado en el Grupo Oncala y la del sistema estuarino de la bahía del Mont-Saint-Michel no tienen nada que ver.

Entrando en detalle en las características de los depósitos formados en ambos sistemas, se observan importantes diferencias en la composición de los sedimentos. Los depósitos del Grupo Oncala son de composición siliciclástica y sin apenas contenido fósil, mientras que los depósitos del estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel se componen de bioclastos carbonáticos procedentes de mar abierto. Estas importantes diferencias composicionales probablemente están relacionadas, al menos en parte, con una mayor influencia fluvial en el Grupo Oncala que en el análogo actual, que hacía que el sedimento acumulado procediera de las descargas fluviales, en vez de haber sido transportado por las mareas desde mar abierto. Además, esta importante influencia fluvial en el Grupo Oncala probablemente contribuía a que predominaran las corrientes de reflujo, mientras que en el análogo actual las corrientes de reflujo suelen ser subordinadas salvo en algunas zonas específicas.

Por otra parte, otra diferencia apreciable es el menor espesor de los dobletes de arenisca-lutita del Grupo Oncala que los observados en el estuario francés. Esta semejanza puede deberse a numerosos factores como pueden ser la compactación que ha sufrido el Grupo Oncala, diferencias en el tamaño de grano, diferencias en la velocidad de las corrientes o distinto rango mareal.

Además, en el Grupo Oncala los *mud drapes* están presentes comúnmente entre las láminas de *foreset* de los *ripples* (Fig. 2.14.E, 2.20.C) y no solo tapizando trenes de *ripples* completos (Fig. 2.19.A, F), como ocurre en el

estuario interno de la bahía del Mont-Saint-Michel. Esta diferencia también podría estar relacionada con diferencias en la velocidad de las corrientes respecto al análogo actual. Así, en la zona intermareal alta de un sistema con una pendiente topográfica muy baja, como el interpretado para el Grupo Oncala, si la velocidad de las corrientes es baja, es posible que con cada corriente dominante no se forme un tren de *ripples* completo y a continuación quede cubierto por un *mud drape* durante el repunte de marea sucesivo, sino que únicamente se forma una lámina de *foreset* que es tapizada por un *mud drape*.

Por último, las huellas de raíces son muy escasas en el Grupo Oncala mientras que en el estuario del Mont-Saint-Michel son abundantes en la zona intermareal más alta. La falta de colonización de las llanuras intermareales altas por plantas en el Grupo Oncala pudo deberse a distintos factores. En primer lugar, el gran espesor de los sedimentos siliciclásticos del Grupo Oncala y la recurrencia de facies que se da en estos depósitos indican que durante su sedimentación se combinaban altas tasas de subsidencia y altas tasas de sedimentación. La combinación de estos factores pudo ser uno de los factores determinantes para que las plantas apenas colonizaran las llanuras intermareales desarrolladas en la cuenca de Cameros. Por otro lado, la topografía tan plana de las amplias llanuras intermareales desarrolladas en el Grupo Oncala y la gran cantidad de fango que se acumulaba en ellas, sumado a la importante descarga de agua desde el continente y la acción de las mareas, probablemente causaba que estas llanuras estuvieran inundadas demasiado frecuentemente como para que las plantas pudieran habitarlas.

2.5. Conclusiones parciales

Todas estas evidencias conducen a interpretar que los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala se sedimentaron en extensas llanuras mareales de bajo gradiente topográfico, atravesadas por canales meandriformes con influencia mareal y con charcas carbonáticas dispersas. Estos ambientes sedimentarios se desarrollaron probablemente en la zona interna fluvio-mareal de un sistema dominado por las mareas.

El análisis sedimentológico de los depósitos siliciclásticos del área central del Grupo Oncala ha permitido establecer una serie de criterios para reconocer sedimentos con influencia mareal aún en ausencia de fósiles marinos y muchas de las estructuras sedimentarias mareales clásicas. Estos criterios son:

- La acumulación de sedimentos de grano fino exclusivamente (entre arcilla y arena de grano medio) y la enorme cantidad de lutitas acumuladas.
- El amplio predominio de las facies no canalizadas respecto a los cuerpos de lóbulos de meandro.
- El desarrollo de cuerpos de lóbulos de meandro con unidades de acreción lateral de muy bajo ángulo y estratificación heterolítica inclinada, que pasan de forma gradual hacia techo a las facies no canalizadas.
- Alternancia de láminas de arenisca y lutita formando estratificación lenticular, ondulada, *flaser* y paralela, tanto en las capas heterolíticas no canalizadas como en los cuerpos de lóbulos de meandro.
- Variaciones cíclicas en el tipo de estratificación (lenticular-ondulada-*flaser*-ondulada-lenticular) y en el espesor de los dobletes de arenisca-lutita.

- Muy abundantes evidencias de exposición subaérea, apareciendo grietas de desecación a techo de numerosas láminas o dobles consecutivos.

Aunque estos criterios no son diagnósticos por sí solos (únicamente la presencia de ciclicidades mareales podría ser diagnóstica de sedimentación mareal de forma individual pero en muchas sucesiones la presencia de ritmitas es mínima o inexistente), si se usan de manera combinada pueden permitir reconocer con bastante fiabilidad depósitos de ambientes con influencia mareal y realizar una buena reconstrucción paleoambiental. Con ayuda de estos criterios, probablemente se podrán reconocer otros depósitos con influencia mareal que hasta ahora habían pasado desapercibidos por no contener estructuras sedimentarias clásicas ni fósiles marinos.

2.6. Otras implicaciones

Además de contribuir al reconocimiento de depósitos mareales crípticos, este artículo constituye también un aporte fundamental para la reconstrucción paleogeográfica de la cuenca de Cameros durante el Berriasiense. Hasta ahora, los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala se habían interpretado como formados en ambientes continentales fluviales o de llanura fangoso-arenosa y, en general, se consideraba que durante el Berriasiense la sedimentación en la cuenca de Cameros había sido predominantemente continental. Por lo tanto, el reconocimiento de claras evidencias de influencia mareal en el área central del Grupo Oncala supone un cambio decisivo en la reconstrucción paleoambiental y paleogeográfica de la cuenca de Cameros y de Iberia (Quijada *et al.*, 2013b). En el capítulo 3 se discutirán más extensamente las implicaciones paleogeográficas de esta novedosa interpretación.

2.7. I. Emma Quijada, Pablo Suarez-Gonzalez, M. Isabel Benito, Ramón Mas (2015): Tidal *versus* continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain). En: B. Tessier, J.Y. Reynaud (eds.), International Association of Sedimentologists Special Publication 48, en prensa

A continuación, se incluye un artículo científico en el que se describen e interpretan las facies del área central del Grupo Oncala con el propósito de avanzar en el reconocimiento de depósitos mareales crípticos. En este artículo, en primer lugar, se describen detalladamente cada una de las facies presentes en la zona central del Grupo Oncala y, a continuación, se interpretan los procesos sedimentarios que las causaron. Al interpretar los procesos sedimentarios, se ha querido evitar sacar conclusiones sobre el ambiente deposicional puesto que la interpretación ambiental requiere de una discusión más extensa. Tras la descripción de las facies e interpretación de los procesos que las generaron, se procede a interpretar el sistema deposicional en el que se formaron estos sedimentos. Para ello, antes de nada, se comparan los depósitos del Grupo Oncala con sedimentos de ambientes continentales que presentan semejanzas llamativas, como son los depósitos de llanuras fangoso-arenosas en complejos de *playa-lake*, abanicos terminales, sistemas fluviales efímeros y sistemas fluviales meandriformes. Esta comparación se hace con el objetivo de establecer si los depósitos del Grupo Oncala podrían haberse formado en alguno de estos ambientes continentales o no. Tras este análisis se deduce que ninguno de estos ambientes permite explicar las características observadas en los depósitos estudiados, lo que lleva a plantearse la hipótesis de que se trate de depósitos con influencia mareal. La última parte de la discusión está dedicada a mostrar las evidencias que hacen pensar en un ambiente influenciado por las mareas. Así, se consigue interpretar los ambientes sedimentarios que se dieron en el área central del Grupo Oncala y se encuentran criterios para reconocer depósitos mareales crípticos en el registro geológico. Finalmente, se hace una comparación con análogos mareales actuales.

IAS Special Publications

Preview

From: thomas.stevens@rhul.ac.uk
To: equijada@geo.ucm.es
CC: equijada@geo.ucm.es, pablosuarez@geo.ucm.es, maribel@geo.ucm.es, ramonmas@geo.ucm.es
Subject: IAS Special Publications - Decision on Manuscript ID IAASP-48-12-12-0042.R1
Body: 04-Apr-2014

Dear Ms. Quijada,

I am pleased to accept your manuscript entitled "Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain)" in its current form for publication in the IAS Special Publications.

Thank you for your contribution. On behalf of the Editors of the IAS Special Publications, we look forward to your continued contributions to the Series.

Yours sincerely,

Dr. Thomas Stevens
 Volume Editor in Chief, IAS Special Publications
 thomas.stevens@rhul.ac.uk, thomas.stevens@jesus.oxon.org

Date Sent: 04-Apr-2014

Tidal *versus* continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain)

I. Emma Quijada^{1,2*}, Pablo Suarez-Gonzalez^{1,2}, M. Isabel Benito^{1,2}, Ramón Mas^{1,2}

¹ Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain

² Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain

*Corresponding author. E-mail address: equijada@geo.ucm.es

ABSTRACT

Recognizing and interpreting features attributable to tidal influence in the sedimentary record may be difficult in certain settings, such as fluvial-tidal estuaries or deltas and protected inland tidal embayments, because marine fossils and classic tidal features, such as bi-polar current indicators or tidal bundles, may be absent. Deposits of the central area of the Oncala Group, from the Cameros Basin (Early Cretaceous, N Spain), represent one of these cases in which the lack of several classic tidal features make the recognition of tidal influence difficult. These deposits were developed at the terminus of a fluvial system, and pass laterally to coeval, shallow, carbonate-evaporitic laminated deposits, which do not contain any definitive sedimentary feature or fossil remains that clearly indicate a marine depositional setting. The central area of the Oncala Group is characterized by laterally very continuous deposits, which can be followed along tens or hundreds of meters, predominance of non-channelled facies over channelled bodies, and ubiquitous subaerial exposure evidence, such as desiccation cracks and vertebrate footprints. Although these characteristics might indicate deposition in a continental sandy-muddy flat, additional sedimentary features lead to interpret these deposits as formed in broad, low-gradient, tidal flats, traversed by meandering channels. These features include: (1) presence of meander loop bodies displaying low angle, inclined heterolithic stratification; (2) repetitive alternation of mudstone and siltstone/sandstone laminae both in meander loop bodies and non-channelled facies; (3) rhythmic vertical variations in the type of bedding (lenticular-wavy-flaser-wavy-lenticular) and in the thicknesses of the couplets; (4) presence of desiccation cracks at the top of numerous, consecutive, mudstone laminae or couplets. As a result, the Oncala Group represents a good example of tide-influenced deposit that lacks several typical tidal features, such as marine fossils or common bi-polar current indicators, and thus, gives criteria for recognition of tide influence in similar ancient sediments.

Keywords: Tidal flats, sandy-muddy flats, Inclined Heterolithic Stratification (IHS), tidal rhythmites, Cameros Basin, Lower Cretaceous.

Introduction

Recognition of tidal signatures in the sedimentary record is a powerful tool for reconstructing the paleogeography of a basin, as well as the extent of marine influence in ancient settings. However, recognition of tidal deposits in the geological record may be difficult in certain settings where definitive tidal features, such as tidal bundles or bi-polar current indicators, are not present, and marine fossil remains

are absent (Kvale & Archer, 1990; Kvale & Mastalerz, 1998). As a consequence, ancient deposits formed in tidal environments could be interpreted as terrestrial sediments. In fact, numerous successions originally interpreted as formed in continental environments, such as meandering and braided fluvial systems or inland saline lakes, have been later reinterpreted as formed in fluvial-tidal estuaries or deltas and protected inland tidal embayments (e.g. Shanley *et al.*, 1992; Gingras *et al.*, 2002; Chakraborty *et*

al., 2003; Hovikoski *et al.*, 2005; Rebata-H. *et al.*, 2006). Ancient deposits formed in certain tidal settings could also be interpreted as formed in continental sandy-muddy flats developed around saline lakes in arid regions, such as in Death Valley and Saline Valley, California (Hardie *et al.*, 1978), or Salina de Ambargasta, Argentina (Zanor *et al.*, 2012), because both depositional environments have several sedimentary features in common. Laterally very continuous layering, ubiquitous subaerial exposure evidence, absence of marine fossils, location at the terminus of alluvial/fluvial systems, and alternation of periods of bedload transport and settling from suspension are all characteristics that could lead to ascribe a continental origin to deposits from tidal settings. The paleogeographic implications of these contrasting paleoenvironmental reconstructions are enormous as, for example, a coastal transitional system could be erroneously interpreted as an endorheic continental system.

The siliciclastic deposits of the Early Cretaceous Oncala Group (Cameros Basin, Northern Spain) pose a sedimentological challenge in this sense, as numerous sedimentary features could lead to a continental interpretation when analysed individually. However, the analysis of the sedimentary features as a whole shows that only in a tidal setting the necessary sedimentary processes for development of such features could have taken place. Therefore, this example provides useful clues to discriminate between a tidal depositional environment and a purely continental environment in ancient successions.

Geological setting

The Oncala Group is part of the sedimentary infill of the Cameros Basin, northern Spain (Fig. 1), which was formed during the intraplate rifting that took place in Iberia from the Late Jurassic to the Lower Cretaceous (Mas *et al.*, 2002; Martín-Chivelet *et al.*, 2002). As a consequence of the opening of the North Atlantic Ocean, a series of extensional basins were developed in Iberia (Martín-Chivelet *et al.*, 2002; Mas *et al.*, 2004). The Iberian Mesozoic Rift System, which includes the Cameros Basin, extended over a large part of Iberia in a northwest-southeast direction, and the Basque-Cantabrian Basin was formed in

the northern part of Iberia (Fig. 1A). Broad tidal flats (Fig. 1B) were developed over large areas of these rift basins during Berriasian times (see García de Cortázar & Pujalte, 1982; Pujalte, 1982; Mas *et al.*, 1984; Salas, 1989; Aurell *et al.*, 1994; Bádenas *et al.*, 2004), and marine areas (Fig. 1B) were located in the southeasternmost area of the Iberian Mesozoic Rift System and in the northernmost areas of the Basque-Cantabrian Basin (see Salas, 1989; Aurell *et al.*, 1994; Martín-Chivelet *et al.*, 2002). The Cameros Basin was located in an intermediate position between the Basque-Cantabrian Basin and the southeastern basins of the Iberian Mesozoic Rift System (Figs 1A and 1B). During the Cainozoic Alpine Orogeny, the Cameros Basin was inverted and Tertiary basins were developed around it (Figs 1A and 1C), which makes difficult to analyse in detail the relationships of the deposits of the Cameros Basin with those coeval in the rest of the Iberian Peninsula.

The infill of the Cameros Basin corresponds to a large cycle or super-sequence divided into eight depositional sequences (Fig. 2), and it registers high subsidence and accumulation rates, with vertical thickness of more than 6000 m of sediments from the Tithonian to the early Albian (Mas *et al.*, 2011). These depositional sequences consist mainly of alluvial, fluvial and lacustrine deposits, with rare marine incursions from the Tethys Sea (Mas *et al.*, 1993, 2002; Suarez-Gonzalez *et al.*, in press).

The Oncala Group corresponds to the third depositional sequence of the basin (Fig. 2), and was deposited during the Berriasian, as has been established on the basis of the analysis of charophyte and ostracod assemblages (Salomon, 1982; Schudack & Schudack, 2009). The Oncala Group is one of the thickest units in the Cameros Basin, comprising up to 2500 m of sediments in the depocentral areas. It contains both siliciclastic and carbonate-sulphate deposits (Figs 1 and 2), which show gradual lateral changes from proximal facies in the western area to distal facies in the eastern area (Gómez-Fernández & Meléndez, 1994; Meléndez & Gómez-Fernández, 2000; Quijada *et al.*, 2013, in press). The most proximal facies of the Oncala Group are located in the westernmost area of the basin, close to the town of Montenegro (Fig. 1), and they mainly consist of sandy, meandering fluvial deposits (Gómez-Fernández

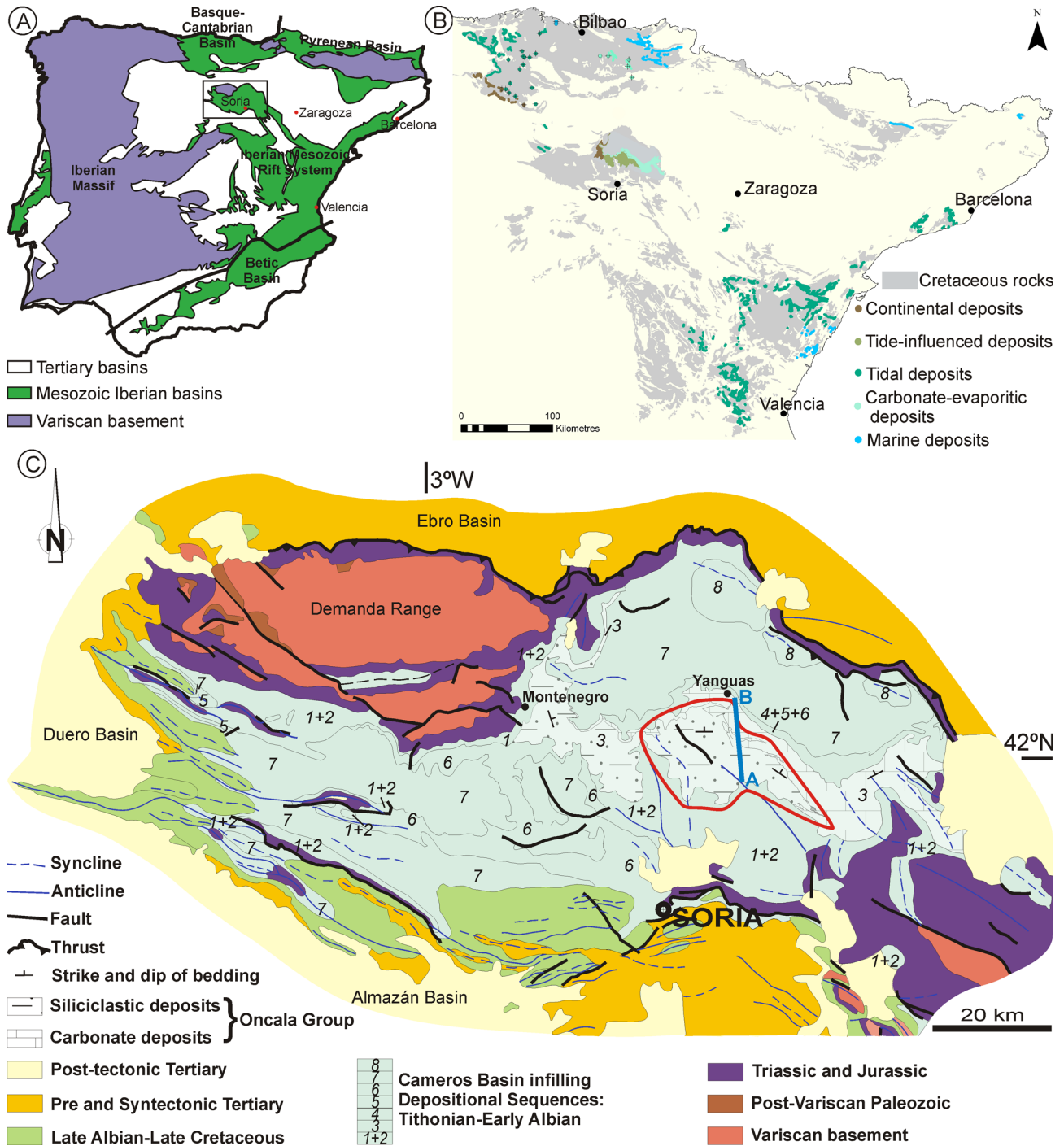


Fig. 1. (A) Synthetic map showing the location of the inverted Mesozoic basins of the Iberian Peninsula, the Variscan basement, and the Duero, Ebro and Tajo Tertiary basins (modified from Quijada *et al.*, in press). The rectangle marks the location of the Cameros Basin, and the area shown in Fig. 1C. (B) Synthetic map showing the main facies and location of Berriasian deposits in the Iberian Peninsula, based on data from outcropping areas and oil exploration wells (modified from Quijada *et al.*, in press). Note the large areas of the basins that contain Berriasian tidal deposits and the intermediate location of the Cameros Basin in relation to the marine areas. (C) Geological map of the Cameros Basin (modified from Mas *et al.*, 2002). The area highlighted in red colour marks the study area, and the thick blue line indicates the location of the stratigraphic section shown in Fig. 3. Note the lateral changes of facies within the Oncala Group, which contains predominant siliciclastic deposits in the western area and in the lower and middle part of the succession, and carbonates in the eastern area. Carbonate deposits progressively extend towards the west in the middle and upper part of the Oncala Group

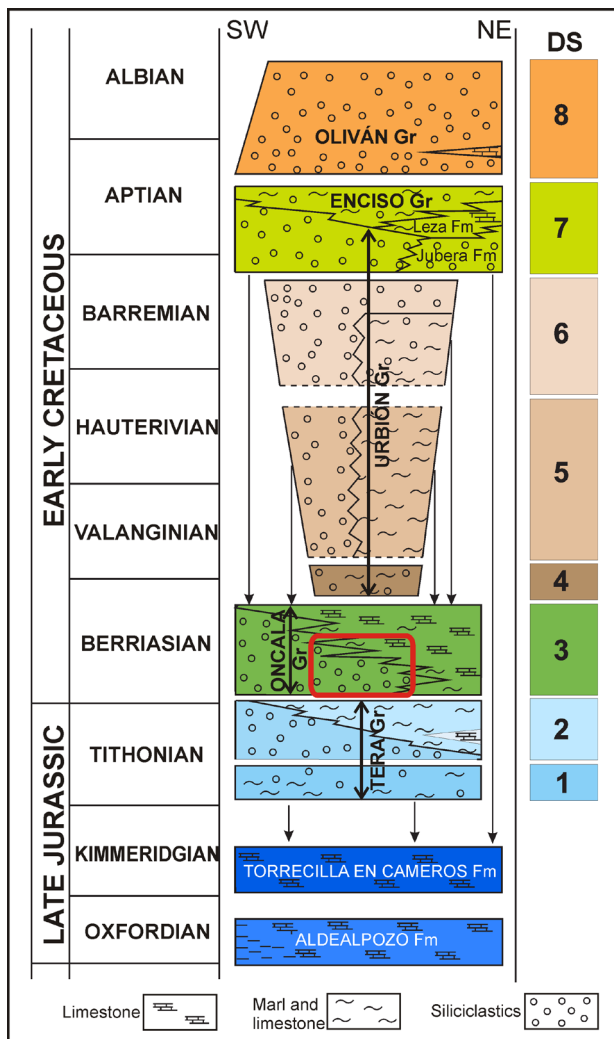


Fig. 2. Stratigraphic framework and depositional sequences (DS) filling the eastern sector of the Cameros Basin. The focus of this study, the siliciclastic deposits of the central area of the Oncala Group, is highlighted with a red rectangle. Modified from Mas *et al.* (2004). “Gr.” = group, “Fm” = formation. The spacing between DS represents the stratigraphic gap between them, and the broken line that limits some DS indicates that the age of the DS is uncertain.

& Meléndez, 1994; Meléndez & Gómez-Fernández, 2000). Towards the East, these fluvial deposits pass to laterally very continuous, non-channelled mudstones and sandstones and less abundant sandy meandering channels. The most distal deposits are located in the eastern area of the basin, and consist of laminated carbonate-sulphate deposits. The carbonate-sulphate deposits of the lower part of the unit were firstly interpreted as formed in shallow lakes, and those of the upper part of the unit as formed in deep lakes (Gómez-Fernández & Meléndez, 1994;

Meléndez & Gómez-Fernández, 2000). However, more recent studies have reinterpreted the carbonate-sulphate deposits of both the lower and the upper part of the Oncala Group as formed in shallow, coastal water bodies and their peripheral mudflats (Quijada *et al.*, 2013; in press).

Apart from the described lateral changes of facies, a retrograding vertical evolution is also evident in the Oncala Group (Quijada *et al.*, in press), as distal deposits overlie more proximal deposits and reach progressively more western areas (Figs 1, 2 and 3). As a consequence, siliciclastic deposits are more abundant in the lower and middle part of the unit, and carbonate-sulphate deposits are more abundant upwards (Fig. 3), until they occupy most of the basin in the uppermost part of the unit (Figs 1 and 2).

This study is focused on the siliciclastic deposits developed in the central area of the basin in the lower and middle part of the unit (Figs 1, 2 and 3), which have been interpreted previously as deposited in continental sandy-muddy flats (Gómez-Fernández & Meléndez, 1994; Meléndez & Gómez-Fernández, 2000). They occupy an intermediate position between the most proximal fluvial deposits in the western area of the basin and the carbonate-sulphate deposits in the eastern area.

Sandy-muddy flat deposits of the Oncala Group

The deposits of the central area of the Oncala Group are characterized by great lateral continuity, which can be followed tens or hundreds of meters (Fig. 4). These deposits are classified in three facies associations attending to their geometry, contacts with adjacent elements, internal surfaces and mineralogical composition (Figs 4 and 5). The three facies associations are: meander loop bodies, non-channelled heterolithic layers, and tabular dolostone beds.

Meander loop bodies

Description

Meander loop bodies are tabular asymmetrical bodies with widths of up to 70 m and thicknesses between 1 and 4

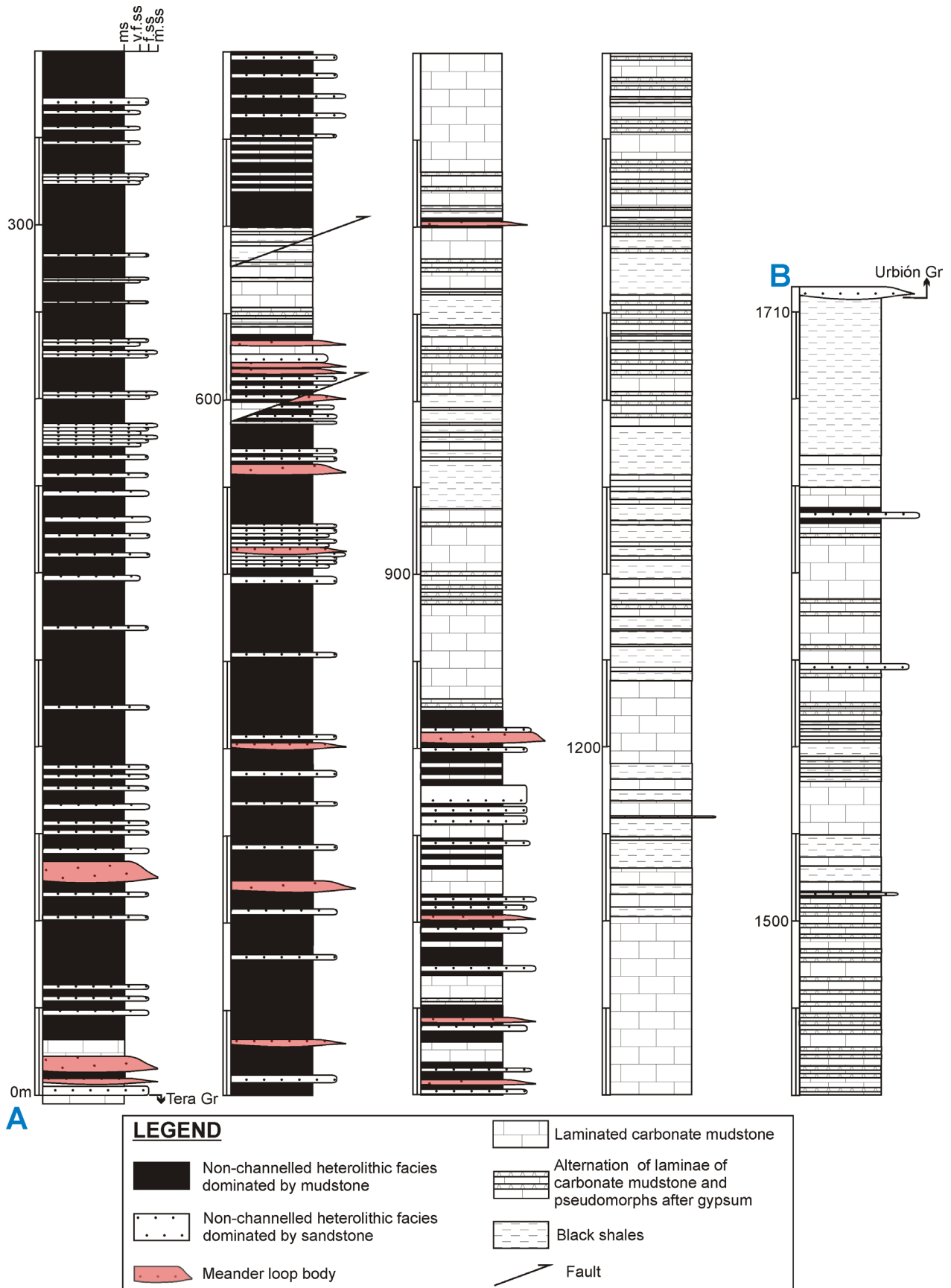


Fig. 3. Synthetic stratigraphic section of the deposits of the central area of the Oncala Group. The location of the section is indicated in Fig. 1. Note that siliciclastic facies are predominant in the lower and middle parts of the unit, carbonate and evaporites are more abundant in the middle part, and they are predominant in the upper part. The studied deposits are the predominantly siliciclastic sediments of the lower and middle part of the Oncala Group.



Fig. 4. Field photograph showing the laterally continuous, siliciclastic deposits of the central area of the Oncala Group. Most of the sediments shown in the picture are non-channelled heterolithic layers, except the strata marked in blue and yellow, which are meander loop bodies and tabular dolostone layers, respectively. These deposits are stratigraphically located in the middle part of the Oncala Group (equivalent to ≈ 850 m of Fig. 3).

m (Fig. 4). Bases of the bodies are scoured flat surfaces, and tops are also flat and pass gradually to overlying non-channelled heterolithic layers. In some transversal sections of the meander loop bodies, the erosion of underlying non-channelled heterolithic layers is observable at one end of the body, and a channel plug is recognizable at the other end (Fig. 6A). The meander loop bodies are made up of one or more adjoined point bar bodies (*sensu* Díaz-Molina, 1993), which consist of sets of conformable lateral accretion units, separated by erosional surfaces (Fig. 6B).

Point bar bodies show a fining upwards trend, containing medium-grained sandstone in the base and fine-grained sandstone in the top (Figs 5 and 7A). The lower part of the point bar bodies is made up of medium-grained sandstone with parallel bedding or large-scale cross stratification (Fig. 7B). These sets of large-cross stratification commonly contain mud drapes and may be associated with ripples in the bottomsets (Fig. 7C), which commonly ascend high up the larger cross beds.

Above the basal sandstone unit, the point bar sequence is typically characterized by the presence of Inclined Heterolithic Stratification (IHS, *sensu* Thomas *et al.*, 1987), which consists of low angle (dips from 1 to 5° approximately), alternating sandstone and mudstone, lateral accretion units (Figs 8A to C). Mudstone lateral accretion units are few centimetres to 20 cm-thick, and they show thin lamination. Sandstone lateral accretion units are 10 cm to 40 cm-thick, and they display typically ripple and climbing ripple cross stratification. Large-scale, sigmoidal,

cross stratification is also present in some sandstone units (Fig. 8D), and sets of large-scale cross stratification ascending up the lateral accretion surfaces are also evident in some sandstone units (Fig. 8E). Mud laminae commonly drape both small- and large-scale cross-stratification sets and foreset laminae within the sandstone lateral accretion units.

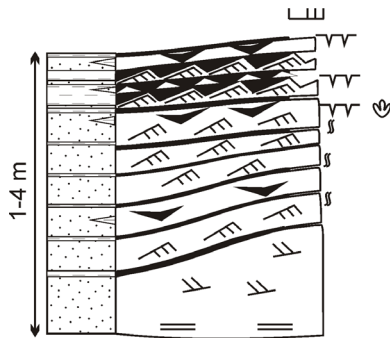
The lateral accretion units fine upwards, and in the intermediate to upper part they display a thin alternation of rippled sandstone and mudstone laminae developing flaser, wavy and lenticular bedding (Figs 9A and 9B). Most of these small-scale structures are unidirectional, showing paleocurrents to the East or Southeast, which are approximately perpendicular to the lateral accretion surfaces. However, few bidirectional structures are also present. Lenticular bedding grades commonly to flaser and back to lenticular stratification, developing cyclic changes in the type of bedding (Figs 9A and 9B). Thicknesses of the sandstone-mudstone couplets have been measured in a 30 cm-thick IHS set showing exceptional outcropping conditions (Fig. 9). The couplets range from 0.7 to 10.6 mm in thickness, and they exhibit rhythmic thickening and thinning (Fig. 9C). The thickest couplets coincide generally with the flaser bedding, and the thinnest couplets correspond to the lenticular bedding. Considering that a complete cycle starts at a thinnest couplet and ends in the following thinnest couplet (Fig. 9C), the number of couplets per cycle ranges from 8 to 14.

Sparse bioturbation, which includes (sub-) vertical

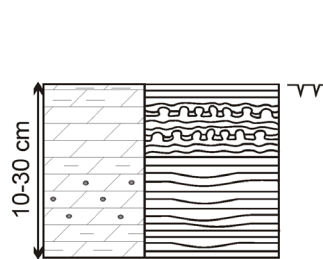
and horizontal burrows, is present in the meander loop bodies. (Sub-) vertical burrows are simple cylindrical structures (less than 2 cm long and less than 2 mm in diameter), contain structureless fills that contrast with the host sediment, and their walls are unlined (Fig. 9B). Horizontal burrows are less than 1.5 cm in diameter, contain structureless fills differing from the host sediment,

and display unlined walls. Desiccation mudcracks and vertebrate footprints are observed at the top of the lateral accretion units, especially in the intermediate and upper part of the units. Fossil content is scarce, and it includes fragments of bones, ostracods, and rare charophytes. Ostracods and charophytes are poorly preserved due to dissolution and silicification.

Pont bar within meander loop body

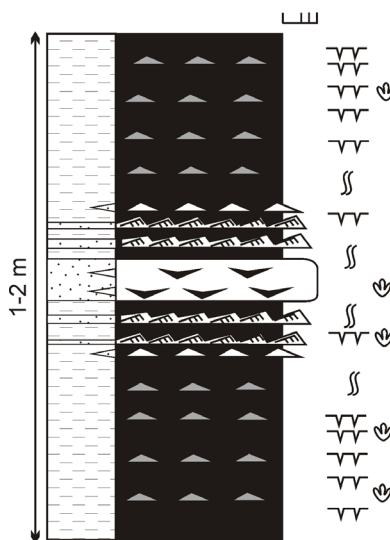


Tabular dolostone bed

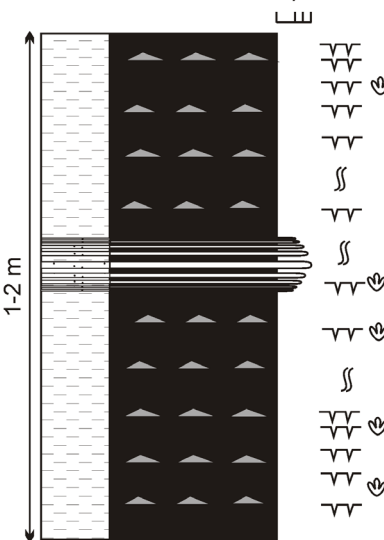


Non-channelled heterolithic layers

Showing lenticular, wavy and flaser stratification



Showing planar bedded mudstone-sandstone couplets



LEGEND

- Siliciclastic mudstone
- Sandstone
- Dolomudstone
- Silty-sandy dolostone
- Peloidal dolostone
- Inclined Heterolithic Stratification
- Flaser stratification
- Wavy stratification
- Lenticular stratification
- Rippled siltstone

- Large-scale cross stratification
- Parallel bedding
- Current ripples
- Erosive base
- Stromatolite
- Burrowing
- Desiccation mudcracks
- Vertebrate footprints
- Mudstone
- Very fine-grained sandstone
- Fine-grained sandstone
- Medium-grained sandstone

Fig. 5. Schematic representations of the three facies associations in the central area of the Oncala Group. Siliciclastic rocks are classified according to Wentworth granulometry scale (see Wentworth, 1922).



Fig. 6. (A) Field photograph of a meander loop body (highlighted with a broken white line) showing an asymmetric morphology and lateral accretion units dipping to the right part of the picture. Note the erosional surface at one end of the meander loop body (white arrow), which cuts the underlying non-channelled layers, and the channel plug at the other end of the body (black arrow). The black rectangle marks the area shown in Fig. 8D. These deposits are located at 1020 m of the stratigraphic section (see Fig. 3). (B) Field photograph of a meander loop body made up of three point bar bodies separated by erosional surfaces (pink lines). Note the fining upwards trend of each point bar body, which is especially evident in point bar body 2. Left area of point bar body 2 is shown in Fig. 7A. These deposits are stratigraphically located in the middle part of the Oncala Group (equivalent to ≈ 590 m of Fig. 3).

Interpretation

The meander loop bodies are interpreted as the result of lateral migration in shallow (less than 5 m deep) meandering channels due to the presence of lateral accretion units, the tabular morphology of the bodies, and the channel plugs evident in some transversal sections (cf. Moody-Stuart, 1966; Puigdefabregas, 1973; Puigdefabregas & Van Vliet, 1978; Díaz-Molina, 1979; Nichols, 2009). The presence of sets of large-scale cross stratification ascending up the lateral accretion surfaces is also characteristic of meandering channels due to the helicoidal flow that occurs in meanders (see Allen, 1968, and references therein; Puigdefabregas, 1973; Puigdefabregas & Van Vliet, 1978; Díaz-Molina, 1979; Díaz-Molina & Bustillo, 1985). It is interpreted that relatively long duration of the meander belts in the Oncala Group caused development of wide meander loop bodies by juxtaposition of point bar bodies. The erosional surfaces that separate different point bars are interpreted as erosional reactivation surfaces (*sensu* Díaz-Molina, 1993) caused by fluctuations in the channel displacement direction. Nevertheless, it is not ruled out that seasonal higher channel discharges may have caused some erosional surfaces, as occurs in some modern, tidal point bars during winter rainfall (de Mowbray, 1983).

The low angles that characterize the lateral accretion units in the meander loop bodies suggest gently dipping point bar surfaces. The fining upwards infilling sequence and the upwards change from higher energy to lower energy stratification types in the point bar bodies indicates a relative decrease in the water current velocity from the lowermost part of the channel to the upper part. The presence of IHS indicates marked fluctuations of flow velocities, which allowed alternation of bedload sediment transport during high flow velocity, and settling out of mud under conditions of much-reduced velocity (Thomas *et al.*, 1987). Moreover, the presence of lenticular, wavy and flaser bedding suggests also alternation of current action and slack water (Reineck & Wunderlich, 1968). The rhythmic variations of type of bedding and sandstone-mudstone couplet thicknesses suggest cyclic fluctuations of water current velocity. The presence of desiccation mudcracks and vertebrate footprints in the intermediate

and upper part of the lateral accretion units indicate that at least the upper portion of the point bars was intermittently subaerially exposed.

Non-channelled heterolithic layers

Description

Non-channelled heterolithic layers are the most abundant facies in the studied area representing around the 80% of the sediments (Fig. 4). They show laterally very continuous layering, which can be followed tens or hundreds of meters along the total length of an outcrop (Fig. 4). Non-channelled heterolithic layers are made up of interlaminated siliciclastic mudstone, siltstone and very fine- to medium-grained sandstone (Figs 5 and 10). Mudstone and siltstone predominate in most of the non-channelled layers (Fig. 10A), and they display lenticular and wavy bedding (Fig. 10B). Mudstone laminae are submillimetre or millimetre in thickness, and siltstone layers are less than 2 cm thick and display current and wave ripples (Fig. 10C). Less abundant non-channelled heterolithic layers show a larger proportion of sandstone, and they display less than 2 cm-thick sandstone-mudstone couplets (Figs 10D to G). Some couplets show planar bedding, which consist of a massive sandstone lamina capped by a mudstone lamina (Figs 11A and B), and some others display flaser, wavy and lenticular bedding, which are made up of current ripple cross-stratified sandstone overlain by mudstone (Figs 10D, 10E, 10F, 11A, 11C and 11D). The thicknesses of the couplets and the type of bedding show commonly cyclic vertical variations (Figs 10F and G), which result in thickening and thinning sequences and an evolution from lenticular to flaser bedding and back to lenticular stratification, as described in the meander loop bodies.

The non-channelled heterolithic layers are also characterized by very abundant desiccation mudcracks. Mudcracks are especially abundant at the top of the finest-grained laminae, in which they occur at the top of almost each lamina (Fig. 10A). In these finest-grained laminae, mudcracks show concave-up curling or no curling, they develop polygons less than 10 cm in size, and they are less than 2 cm in depth (Figs 10A and 12A). Coarser grained

sediments made up of alternating laminae of mudstone and fine-grained sandstone, commonly showing a vertical evolution from lenticular to flaser bedding, display less common desiccation mudcracks. The mudcracks developed in these coarser-grained sediments display convex-up, larger polygons (up to 30 cm in diameter), and disturb up to 5 cm-thick deposits (Figs 12B and C).

Vertebrate footprints are also ubiquitous at the top of the non-channelled layers (Figs 12A and D); 226 tracksites of theropod, ornithopod, sauropod, pterosaur, bird, crocodile and turtle have been found until this moment (Hernández *et al.*, 2005-2006; Moratalla & Hernán, 2010). Uncommon bioturbation, which includes (sub-) vertical and horizontal burrows and rare trails, is also evident in these layers (Figs 10H, 11A, 11B and 11C). (Sub-) vertical and horizontal burrows in non-channelled layers display similar features to those within the channelled bodies, differing only in the

size of some (sub-) vertical burrows which are larger in size (up to 2 cm in diameter). Trails are simple, sinusoidal and 1.5 mm in diameter. Fossil content is scarce, and it includes ostracods, fragments of bones, rare charophytes and rare bivalves, which are poorly preserved due to dissolution and silicification. Rare raindrop impressions are present at the top of mudstone laminae.

Interpretation

The laterally very continuous layering that characterizes the non-channelled deposits suggests deposition in broad, flat areas. In these areas, bedload transport and settling from suspension alternated causing interlamination of mudstone and cross-laminated siltstone and sandstone. The presence of couplets displaying different types of bedding indicates varying water current velocities; parallel-bedded couplets were likely formed under lower velocity flows,

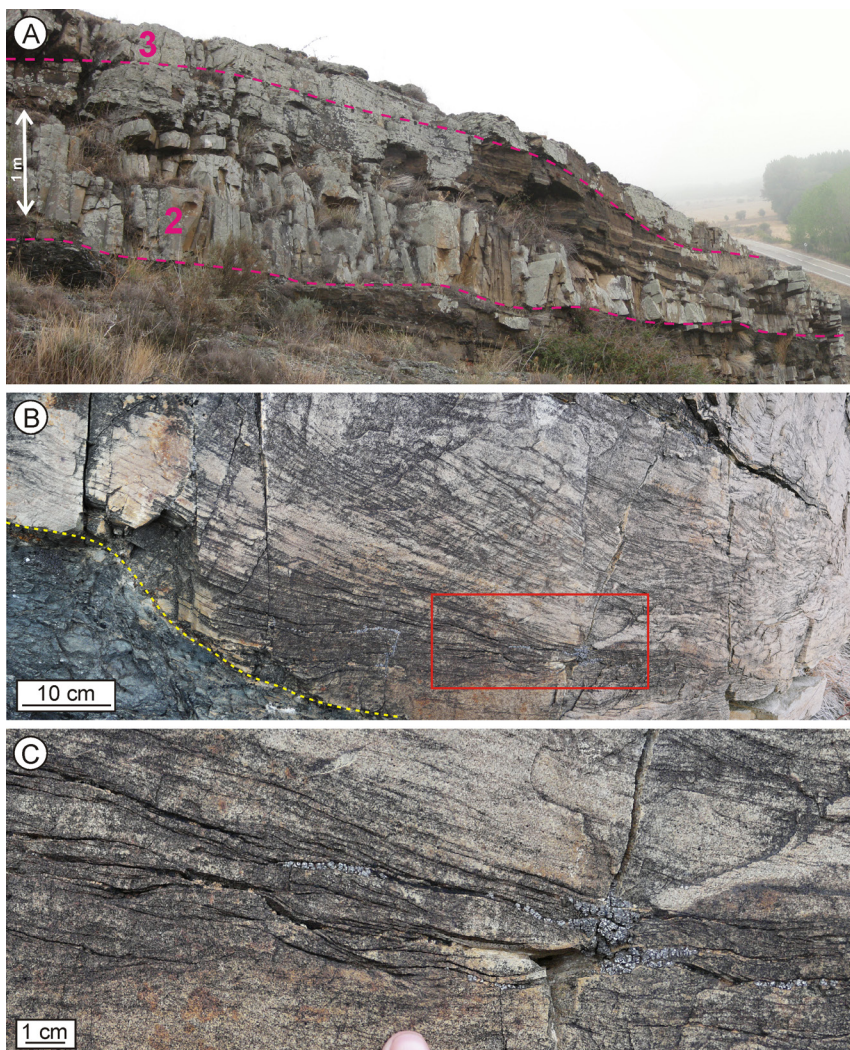


Fig. 7. Field photographs of meander loop bodies. (A) Detail of the left area of the point bar body 2 shown in Fig. 6B, and portion of the overlying point bar body 3. Note that point bar body 2 displays a low-angle erosional base (marked by the pink broken line) overlain by thick, medium-grained, sandstone units, which change upwards to Inclined Heterolithic Stratification (IHS). (B) Large-scale cross-stratification overlying the erosional base of a point bar body (yellow broken line). The red rectangle marks the area shown in Fig. 7C. (C) Small-scale cross-stratification in the bottomsets of the large-scale cross-stratified sandstone shown in Fig. 7B.

whereas ripple-cross-bedded couplets formed under higher velocity flows (cf. Tessier, 1993). The rhythmic variation from lenticular bedding to flaser and back to lenticular stratification, and cyclic changes in the thicknesses of the sandstone-mudstone couplets suggest a cyclic control on water velocity currents. The large amount of deposited mudstone suggests high suspended-sediment concentrations (Dalrymple & Choi, 2007). The presence of ubiquitous desiccation mudcracks and vertebrate footprints indicate that these flat areas were frequently subaerially exposed. The presence of mudcracks at the top of each mudstone lamina or siltstone-mudstone couplet in abundant stratigraphic intervals suggests repetitive alternation of deposition of a thin mud lamina or silt-mud couplet and subsequent exposure and desiccation. The development of different types of desiccation mudcracks seems to be related with the grain size and textural grading of the sediment. Laboratory experiments and observations on modern deposits show that shrinkage capacity decrease with increasing grain size of the sediment (Allen, 1986; Plummer & Gostin, 1981, their Fig. 1). As a result, the direction of curl of the polygons depends on the vertical textural grading of the affected layer; concave-up curling results in fining upwards packages, and convex-up curling results in coarsening-upwards packages (Allen, 1986). This is consistent with the presence of convex-up polygons in layers of the Oncala Group made up of alternating laminae of mudstone and sandstone that show more abundant sandstone at the top. However, other factors, such as composition or tenacity of the mud (Kindle, 1917; Plummer & Gostin, 1981), may have also been determinant for the development of different types of mudcracks.

Tabular dolostone beds

Description

Tabular dolostone beds are interbedded with the non-channelled heterolithic layers (Fig. 13A), and they are not associated with the meander loop bodies. Dolostone layers are generally 10 to 30 cm thick, but a few layers reach 70 cm in thickness. They display flat bottom and top, and are laterally very continuous (individual layers can be followed tens to hundreds of meters, Fig. 4). They

display common desiccation mudcracks at the top of the layers, and rare calcite nodules made up of aggregates of pseudomorphs after lenticular and acicular crystals. Three types of dolostone microfabric are present, and they are commonly interlayered (Fig. 5): silty-sandy dolostone, peloidal dolostone and stromatolitic dolostone.

Silty-sandy dolostone consists of ostracod mudstone to wackestone with 10-30% of coarse silt- to fine sand-sized grains of quartz and mica. Although the original lamination caused by variations in siliciclastic content is generally observed, occasionally the lamination has been disrupted as a consequence of nodulization, mudcracking, and burrowing.

Peloidal dolostone consists typically of laminae displaying slightly erosional base and a gradation in textures from grainstone to packstone and, finally, wackestone at the top. Peloids are micritic and have no internal fabric (Fig. 13B). They are rounded elongated, and less than 450 μm long, with long diameters 2 to 3 times their short diameter. They are well sorted and very well-rounded. Some of them contain a large amount of framboidal pyrite. Peloidal dolostone contains also dispersed silt-sized grains of quartz and mica, and ostracod fragments.

Stromatolitic dolostone (Fig. 13C and D) show pseudocolumnar and undulatory structures (*sensu* Preiss, 1976), and display filamentous, dense micrite, clotted-peloidal and peloidal microfabrics. Peloidal microfabric is made up of identical peloids to those in the peloidal dolostone (described above), and occurs mostly in laterally continuous, undulatory laminae and less commonly within the columns. Peloids are also found filling depressions and the space between the columns of the stromatolites.

Interpretation

Tabular dolostone beds were probably deposited in very flat broad ponds, which were developed in shallow, inundated depressions of the extensive flats of the Oncala Group. The shallow depositional depth of these ponds is suggested by the common desiccation mudcracks at the top of the dolostone layers. These areas were affected

episodically by currents that led to accumulation of graded peloidal laminae and silty-sandy laminae with up to 30%

of siliciclastic grains. The rounded elongated shape of the peloids, their length: width ratio, the good sorting,



Fig. 8. Field photographs of meander loop bodies. (A) IHS within a channelled heterolithic body. The red arrows point to mudstone lateral accretion units. Note the gentle dip of the lateral accretion units. (B) Three point bar bodies (marked by red brackets) separated by erosional surfaces. Each point bar body is made up of conformable, sandstone and mudstone, lateral accretion units, displaying IHS. The white rectangle marks the area shown in Fig. 9A. Hammer for scale in central area of the photograph. (C) Sigmoidal, large-scale cross-stratification within a sandstone lateral accretion unit. (D) Large-scale cross stratification ascending up a lateral accretion surface, which dips to the right part of the photograph.

and their common high content in framboidal pyrite are characteristic of faecal pellets (Flügel, 1982; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). These faecal pellets were probably formed in these ponded areas, indicating adequate nutrients and oxygen conditions (Flügel, 1982), and afterwards reworked by currents.

The stromatolitic facies indicate carbonate precipitation mediated by microbial activity (Riding, 2000; Dupraz *et al.*, 2009). The presence of continuous layers of pellets within the stromatolites suggests that trapping and binding was one of the accretional processes in the stromatolites of the Oncala Group, and indicates that bedload transport occurred recurrently also during the formation of the stromatolitic dolostones.

The calcite nodules are interpreted as pseudomorphs after displacive gypsum and anhydrite due to the lenticular and acicular habits of the original crystals (cf. Ciarapica *et al.*, 1985; Magee, 1991; Kendall, 1992; Ortí & Rosell, 1997). The precipitation of these minerals within the sediments indicates a source of sulphate ions, and sporadic increase in salinity, which could be associated with intense evaporation.

Discussion

Some of the most conspicuous features of the deposits of the central area of the Oncala Group are the laterally very continuous layering, which can be followed tens or hundreds of meters (Fig. 4), the predominance of non-channelled facies over meander loop bodies, and the abundant desiccation mudcracks (Figs 10A and 12). These features suggest deposition in recurrently subaerially exposed, flat, broad areas, which were traversed by few channels. The lateral relationships of these deposits indicate that they were developed at the terminus of a meandering fluvial system located in the western area of the basin (Meléndez & Gómez-Fernández, 2000), and were laterally related with shallow, carbonate-sulphate water bodies to the East (Quijada *et al.*, 2013). The absence of marine fossil remains in these sediments could lead to interpret them as formed in a continental setting, and the fact that laterally related, coeval carbonates and evaporites

do not contain definitive sedimentary features or fossils that clearly indicate marine influence seems to reinforce this hypothesis. The continental depositional setting that fits better with these characteristics, and therefore, could be interpreted for the deposits of the central area of the Oncala Group, is a continental sandy-muddy flat developed around a saline lake. In fact, this is the interpretation given by previous authors for the studied deposits of the Oncala Group (Gómez-Fernández & Meléndez, 1994).

Continental sandy-muddy flats are roughly planar and horizontal regions with a sandy and muddy surface, in which unconfined flows are major sedimentary processes (cf. Hardie *et al.*, 1978; Hubert & Hyde, 1982; Gómez-Fernández & Meléndez, 1994; Fisher *et al.*, 2008; North & Davidson, 2012). As pointed out by North & Davidson (2012), these sandy-muddy flats can correspond to different landform elements, such as a) distal end of alluvial fans and subaerially exposed plain that fringes saline lakes (“sandflats” and “dry mudflats” *sensu* Hardie *et al.*, 1978), b) large-scale, amalgamated sediment package at the terminus of a fluvial system (“terminal splay complex” *sensu* Fisher *et al.*, 2008), or c) ephemeral stream channels and floodplains (cf. Sneh, 1983; Deluca & Eriksson, 1989). Several sedimentary features developed in sandflats and dry mudflats *sensu* Hardie *et al.* (1978) and terminal splay complexes, such as deposition of mainly sandstone and mudstone layers with great lateral extent and sheet morphology, and abundant desiccation mudcracks (Hardie *et al.*, 1978; Robertson-Handford, 1982; Smoot & Lowenstein, 1991; Fisher *et al.*, 2008; Ainsworth *et al.*, 2012), resemble those observed in the deposits of the central area of the Oncala Group. Moreover, continuous laminae of mud capping the sand layers (Robertson-Handford, 1982; Smoot & Lowenstein, 1991; Fisher *et al.*, 2008; Ainsworth *et al.*, 2012), and flaser, wavy and lenticular bedding (Hardie *et al.*, 1978; Ainsworth *et al.*, 2012) have been described in modern sediments of sandflats and dry mudflats (*sensu* Hardie *et al.*, 1978) and terminal splay complexes, and they are interpreted as caused by changes in wind direction and velocity, and discharge variations in the feeder river system (Ainsworth *et al.*, 2012). However, cyclic variations in type of bedding (lenticular-wavy-flaser-wavy-lenticular) and in thickness

of sandstone-mudstone couplets as those evident in the Oncala Group (Figs 9, 10F and 10G), are not described in these continental environments, due to the episodic nature of water velocity changes in these areas. Furthermore, sandflats and dry mudflats *sensu* Hardie *et al.* (1978) and terminal splays are not traversed by meandering channels (Hardie *et al.*, 1978; Smoot & Lowenstein, 1991; Fisher *et al.*, 2008), as it is observed in the Oncala Group due to the association of meander loop bodies with non-channelled heterolithic layers.

Deposits from ephemeral stream channels and floodplains show also some similarities to the deposits of the Oncala Group, in that they consist of channel sediments interbedded with interchannel sheet-like sandstones and mudstones, which display cross-lamination, horizontal lamination, interlamination of mudstone, siltstone and sandstone, and desiccation mudcracks (Robertson-Handford, 1982; Deluca & Eriksson, 1989). However, the alternation of sand and mud laminae in ephemeral fluvial systems shows no organization or rhythmicity, contrarily

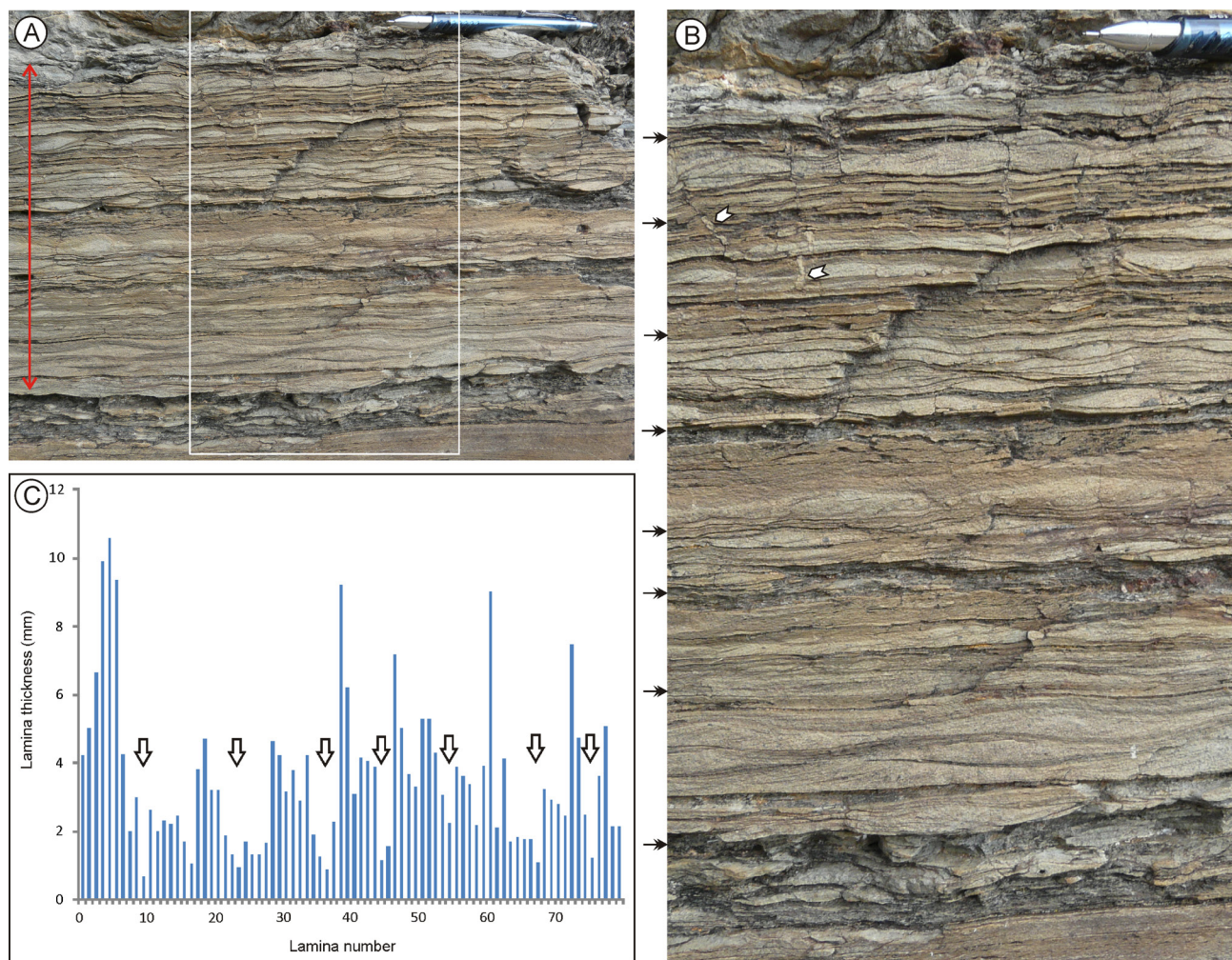


Fig. 9. (A) Flaser, wavy and lenticular bedding within IHS. Note the rhythmic variations in type of bedding and thicknesses of sandstone-mudstone couplets. Observe that the ripple cross stratification indicates paleocurrents directions towards the left. The red arrow marks the stratigraphic interval in which measurements of the thicknesses of the couplets were done, and the white rectangle points to the area shown in Fig. 9B. (B) Detail of sandstone-mudstone couplets shown in Fig. 9A. The black arrows point to the thinner couplets (compare with Fig. 9C). The white arrows point to (sub-) vertical burrows disrupting the bedding. (C) Plot of thicknesses of the couplets in Figs 9A and 9B. Note the rhythmic variations, interpreted as probable tidal cyclicities. Arrows indicate probable neap-stage couplets. This graphic shows one arrow less than Fig. 9B, which corresponds to the lowermost arrow in that figure, because that interval could not be measured due to the bad outcropping conditions.

to what is observed in the Oncala Group. Furthermore, ephemeral stream channels are not meandering (cf. Sneh, 1983; Deluca & Eriksson, 1989), and thus, their infilling is completely different from that of the meander loop bodies with lateral accretion units observed in the Oncala Group (Fig. 5).

Regarding all these considerations, sedimentation in a continental sandy-muddy flat cannot explain the sedimentary features of the deposits of the central area of the Oncala Group. As a consequence, a different paleoenvironmental reconstruction based on the characteristics of the three facies associations present in the area (meander loop bodies, non-channelled heterolithic layers and tabular dolostone beds) is necessary.

The meander loop bodies of the Oncala Group, which display IHS, are interpreted as formed in meandering channels affected by periodic water current velocity fluctuations. Although IHS made up of interbedded sand and mud units may occur in various environments, including mixed load and high suspended load meandering rivers, it is particularly abundant in tide-influenced settings (Smith, 1987; Thomas *et al.*, 1987, and references therein; Allen, 1991; Dalrymple *et al.*, 2003; Choi *et al.*, 2004; Dalrymple & Choi, 2007). Development of IHS mostly in tidal settings “is explained by the favourable combination of the gradual accretion in bends of meandering channels, regular flow retardation by the tide and high-suspended mud concentration” (van den Berg *et al.*, 2007). Moreover, the IHS sets present in the Oncala Group display some sedimentary features that are much more common in tide-influenced meandering channels. Firstly, mudstone units within the IHS sets of the Oncala Group are continuous from the lower to the upper part of the lateral accretion units, which is rare in modern fluvial point bars, where deposition of mud drapes occurs primarily on their upper portions during falling flow stages (Thomas *et al.*, 1987). Secondly, the presence of interlaminated sand and mud, and flaser, wavy and lenticular bedding within the point-bar sequences, although not exclusive, is most common in tidal environments (Reineck & Wunderlich, 1968; Thomas *et al.*, 1987; Shanley *et al.*, 1992; Falcon-Lang, 1998; Beets *et al.*, 2003; Dalrymple *et al.*, 2003; Choi *et al.*, 2004).

Very few examples of flaser bedding have been described from fluvial point bars, and in these settings they occur “in a less systematic and regular manner than that of tidal origin” (Bhattacharya, 1997; Chakraborty, 2012). The observed cyclic patterns of variation in the type of bedding and thicknesses of sandstone-mudstone couplets (Fig. 9) are best explained in terms of neap-spring tidal fluctuations in tidal range, current velocities, and sediment transport rates (cf. Thomas *et al.*, 1987; Allen, 1991; Nio & Yang, 1991; Tessier, 1993; Choi *et al.*, 2004). These tidal fluctuations would cause development of lenticular bedding and the thinnest couplets during neap tides, and flaser bedding and the thickest couplets during spring tides (cf. Tessier, 1993). The presence of 8 to 14 couplets per cycle in the measured outcrop fits with neap-spring tidal rhythmicity. Although the theoretical number of dominant currents between two adjacent neap tides in a semidiurnal setting is approximately 28 (Visser, 1980; Kvale, 2012), modern and ancient examples of tidal deposits showing less than 14 couplets or laminae per cycle are common (Kvale & Archer, 1990; Lanier *et al.*, 1993; Tessier, 1993). A possible explanation is that in upper intertidal zones deposition of sand-mud couplets occurs only during half of the neap-spring cycle or less, because only stronger tides reach these areas (Tessier, 1993). Another possibility is that deposition of the couplets occurred in a diurnal tidal system, in which sands were transported and deposited only once a day by the dominant tidal current (Kvale & Archer, 1990). The rhythmic couplets would be similar in both cases, and therefore, interpretations need to be based on additional data, as is discussed below.

Another feature that provides information about the depositional environment of the meander loop bodies is the presence of desiccation cracks and vertebrate footprints at the top of the lateral accretion units, especially in the upper part of the point bar bodies. This is also consistent with periodic variations of the water level due to tides that cause exposure of the point bars in upper intertidal areas (cf. Choi *et al.*, 2004). Moreover, gently dipping point bar surfaces (Figs 6B, 8A, 8B, 8C) are very common in tide-influenced meandering channels (Dalrymple *et al.*, 2003; Choi *et al.*, 2004; Corbett *et al.*, 2011). Although burrowing is not plentiful in the lateral accretion units, which allowed

preservation of lamination, it is more abundant than in fluvial IHS sets, and fits better with the interpretation of deposition in a tidal setting (Thomas *et al.*, 1987; Choi *et al.*, 2004; Dalrymple & Choi, 2007).

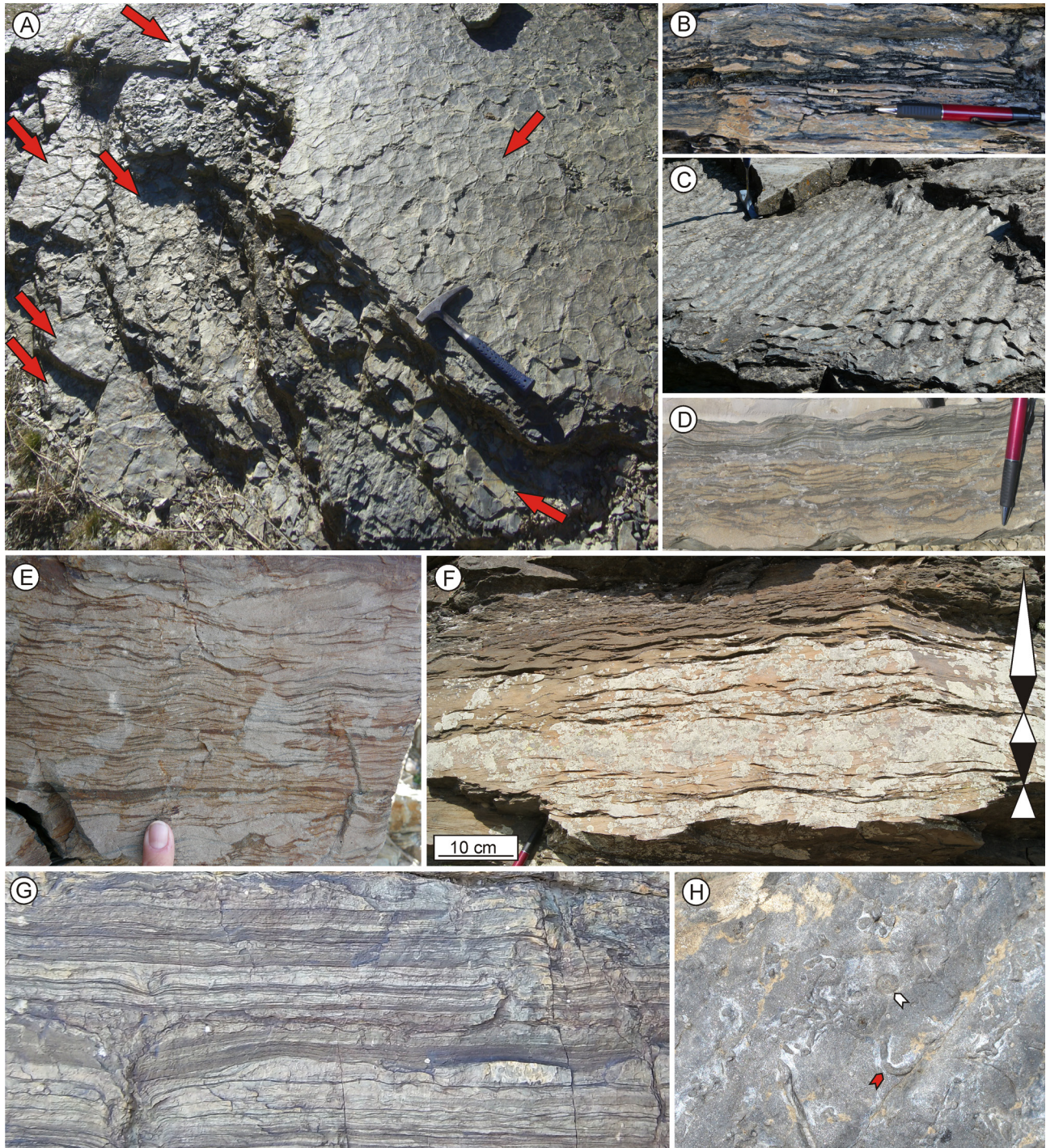


Fig. 10. Field photographs of the non-channelled heterolithic layers. (A) Desiccation mudcracks at the top of numerous successive mudstone laminae (red arrows). Hammer for scale in the lower right area of the picture. (B) Alternation of mudstone and siltstone laminae displaying lenticular stratification. (C) Consecutive, thin, rippled siltstone layers. Hammer for scale in the upper left area of the picture. (D) Alternation of sandstone and mudstone laminae displaying wavy bedding. (E) Alternation of sandstone and mudstone laminae displaying flaser bedding. (F) Cyclic variations in type of bedding (flaser, wavy or lenticular). White and black triangles indicate fining and coarsening trends, respectively. (G) Cyclic changes in the thicknesses of the mudstone-sandstone couplets. (H) Bioturbated layer displaying vertical (white arrow) and horizontal (red arrow) burrows with structureless fills that contrast with the host sediment and unlined walls (top view).

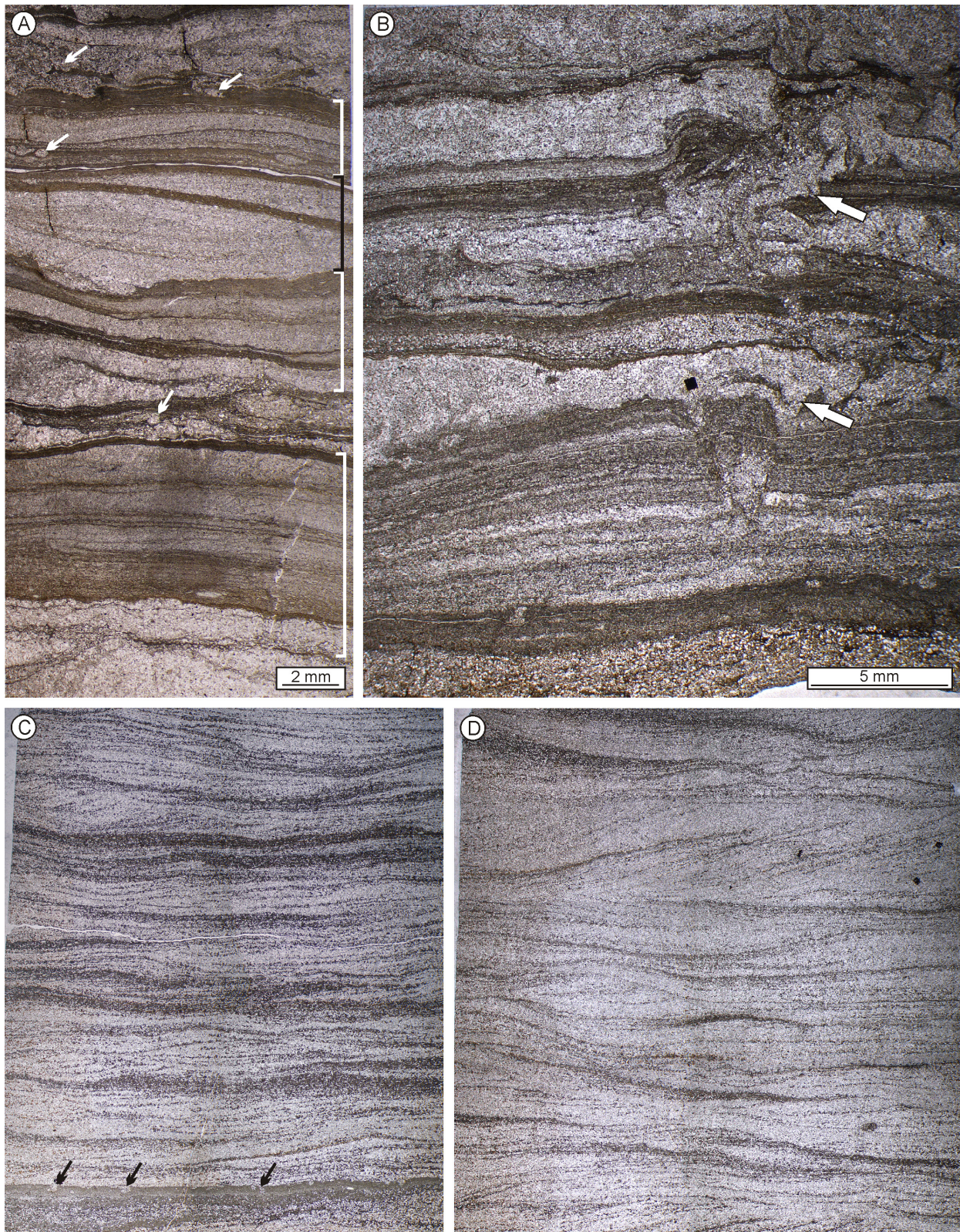


Fig. 11. Thin section photomicrographs of alternation of sandstone (light) and mudstone (dark) laminae. (A) Thin section photomicrograph showing two types of sandstone-mudstone couplets. White brackets mark couplets made up of a planar-bedded, sandstone lamina capped by a mudstone lamina, and black bracket marks couplets consisting of cross-stratified sandstone overlain by a mudstone lamina. Arrows point to probable burrows. Some couplets are disturbed, probably by burrowing or/and compaction. (B) Planar-bedded, sandstone-mudstone couplets. Several couplets are disrupted in some areas (white arrows) probably due to burrowing. (C) Sandstone-mudstone couplets showing wavy bedding. Black arrows point to probable burrows. (D) Sandstone-mudstone couplets showing flaser bedding.

The observed, fining upwards, channel infilling sequence (Fig. 5), which indicates a relative decrease in the water current velocity from the lower to the upper part of the channel, and the gradual transition between meander loop bodies and the overlying non-channelled heterolithic layers are typical characteristics of modern tidal channels (Choi *et al.*, 2004; Dalrymple & Choi, 2007), supporting also the tidal interpretation for the channels of the Oncala Group. The coarser-grained sandstone present in the lowermost part of the point bar infilling sequence, which displays parallel bedding or large-scale cross stratification, was probably deposited within the subtidal zone. The IHS made up of sandstone and mudstone lateral accretion units in the intermediate part of the point bars was probably formed in the subtidal or intertidal zone, and the finer-grained units, which display thin alternation of sandstone and mudstone laminae and common desiccation cracks and footprints at the top, were most likely deposited in the upper intertidal zone. In accordance with this interpretation, the height of the IHS fits roughly with the paleotidal range of the area, which allows us to estimate that the tidal range was around 3–4 m. Furthermore, the measured tidal rhythmites would have been deposited in the upper intertidal zone, which according to modern tidal settings (Tessier, 1993), was probably an area only reached by stronger tides. As a consequence, it is interpreted that sedimentation of only 8 to 14 tidal couplets between two adjacent neap tides was due to deposition within the upper intertidal zone in a semidiurnal setting, and not due to sedimentation in a diurnal tidal system.

Although the influence of tidal ciclicities in the channels of the Oncala Group is evident, fluvial processes had probably an important effect on sedimentation as well. Important sediment and freshwater discharges likely came from the rivers in the westernmost areas of the basin, and favoured predominance of unidirectional downstream (ebb) currents to the East-Southeast in the tide-influenced channels of the central area of the Oncala Group. Moreover, the alternation of 10 cm to 40 cm-thick sandstone and mudstone lateral accretion units within the meander loop bodies may be related with seasonal fluctuations in river discharge. As occurs in modern channels from the fluvial-tidal transition zone (e.g. van den Berg *et al.*, 2007; Sisulak

& Dashtgard, 2012; Dashtgard *et al.*, 2012) and as it is interpreted for ancient tidal-fluvial channels (e.g. Smith, 1987; Hovikoski *et al.*, 2008; Musial *et al.*, 2012; Scasso *et al.*, 2012), predominantly sandy units could have deposited during freshet, and dominantly muddy units could have sedimented during waning freshet and base flow.

The meandering loop bodies of the Oncala Group are interbedded and cut through non-channelled heterolithic facies, which are made up of interlaminated siliciclastic mudstone, siltstone, and very fine- to medium-grained sandstone (Figs 10 and 11). The lateral continuity of these layers along tens or hundreds of meters suggests that they were deposited in broad, flat areas. The repetitive alternation between bedload transport and settling from suspension that characterizes these layers is typical in tidal settings related with fluctuations in water current velocity due to tides (Reineck & Wunderlich, 1968; Allen, 1991; Nio & Yang, 1991; Shanmugam *et al.*, 2000; Martinus & Van den Berg, 2011; Kvale, 2012). Moreover, rhythmic variations in the thicknesses of sand-mud couplets (Fig. 10G) and in the type of bedding (Fig. 10F) are observed in these layers. This type of rhythmicity is characteristic of tidal settings because lunar/solar cycles cause fluctuations in tidal range, current velocities and sediment transport rates (Kvale & Archer, 1990; Dalrymple *et al.*, 1991; Nio & Yang, 1991; Tessier, 1993; Tessier *et al.*, 1995; Kvale, 2012). Consequently, the presence of these rhythmic variations in the non-channelled layers of the Oncala Group is interpreted as an evidence of tidal influence. Lenticular bedding and the thinnest couplets within the rhythmites are interpreted as formed during neap tides, and flaser bedding and the thickest couplets during spring tides. Another characteristic that suggests a tidal origin is the large amount of mudstone that was deposited, because it indicates high suspended-sediment concentrations, which are typical in tidal settings (Dalrymple and Choi, 2007). Moreover, the abundant desiccation mudcracks at the top of the layers (Figs 10A and 12) indicate repetitive deposition of a thin lamina of sediment (less than few millimetres to 2 cm in thickness) and subsequent exposure and desiccation, which fits with sedimentation in intertidal zones that are recurrently flooded and exposed. Taking all these considerations into account, the non-channelled

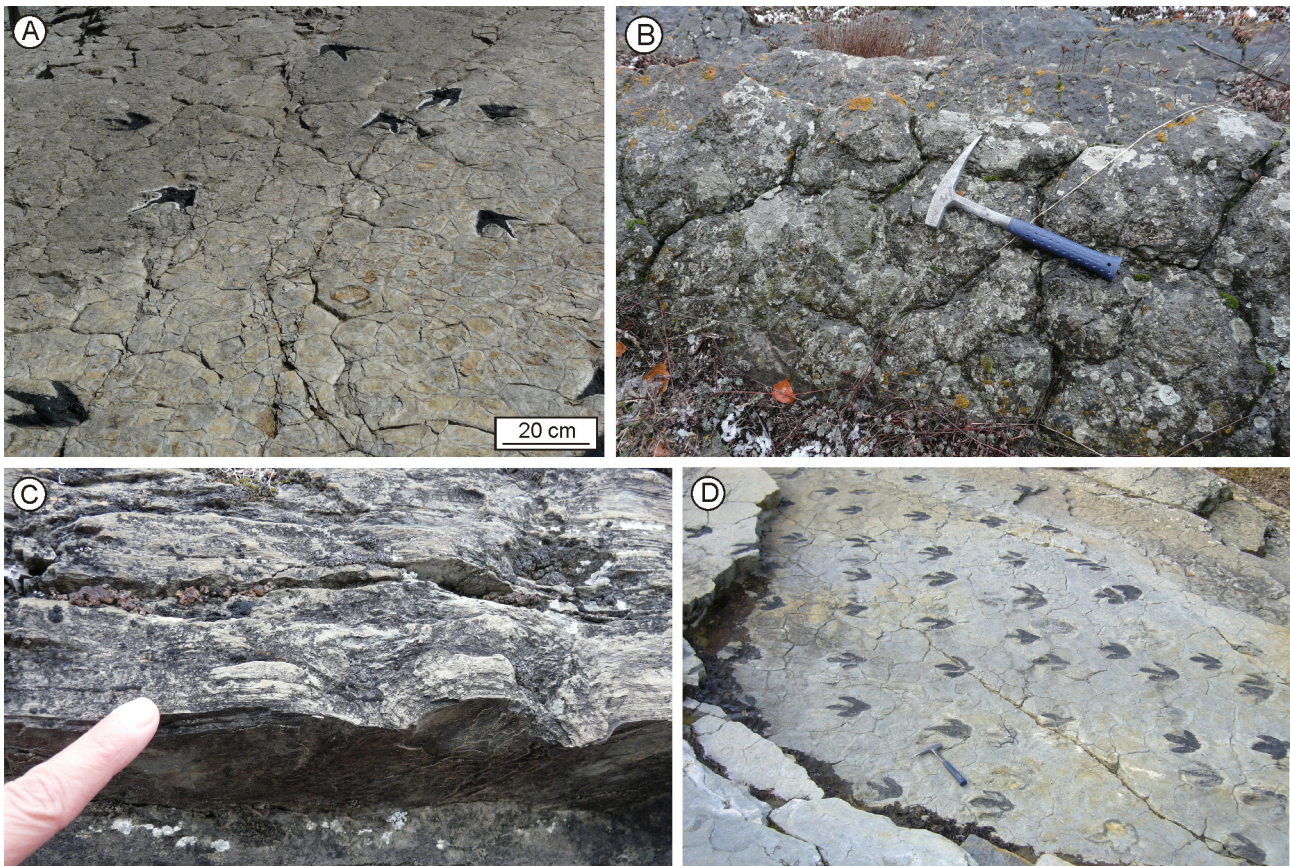


Fig. 12. Field photographs of the non-channelled heterolithic layers displaying desiccation mudcracks. (A) Mudcracked mudstone layer showing no curling. Numerous dinosaur footprints are present at the top of the layer. (B) Convex-up desiccation polygons developed at the top of a layer that consists of alternating sandstone and mudstone laminae. (C) Downward-curling desiccation cracks deforming a package of alternating sandstone and mudstone. (D) Dinosaur footprints at the top of mudstone layers, which display also desiccation cracks. Hammer for scale in the lower central area of the picture.

heterolithic layers of the Oncala Group are interpreted as deposited in broad, tidal, sandy-muddy flats.

The morphology of the tabular dolostone layers, which display flat bottom and top and are laterally continuous along tens to hundreds of meters, indicates that dolostones deposited in broad, flat ponds. Considering the close association of the dolostone layers with the non-channelled heterolithic layers (Fig. 13A), it is interpreted that the carbonate ponds were developed within the tidal sandy-muddy flats. These ponds were shallow (less than few meters deep) so they desiccated episodically, as evidenced by the development of mudcracks at the top of the layers. The siliciclastic discharge into these areas was less abundant than in the areas where non-channelled heterolithic layers deposited, allowing precipitation of carbonates. Fluctuations in the water current velocity in these carbonate

areas caused variations in the amount and grain size of the clastic particles within the silty-sandy dolostones, normal gradation in peloidal laminae, and recurrent trapping of pelletal sand by stromatolites. Although these water current velocity variations may occur in a variety of settings, they are also consistent with a tidal setting (e.g. Shinn, 1983; Lasemi *et al.*, 2012). Moreover, modern stromatolites that trap and bind carbonate sand grains, as the ones in the Oncala Group frequently did, have been described almost exclusively in tidal environments, where tidal currents are an efficient mechanism for sediment supply onto the surface of the stromatolites (Logan, 1961; Dravis, 1983; Dill *et al.*, 1986; Suarez-Gonzalez *et al.*, this volume). Furthermore, the presence of abundant faecal pellets is also characteristic of shallow, low-energy, restricted marine environments (Wanless & Burton, 1981; Tucker & Wright, 1990), although pellets may also be abundant in saline

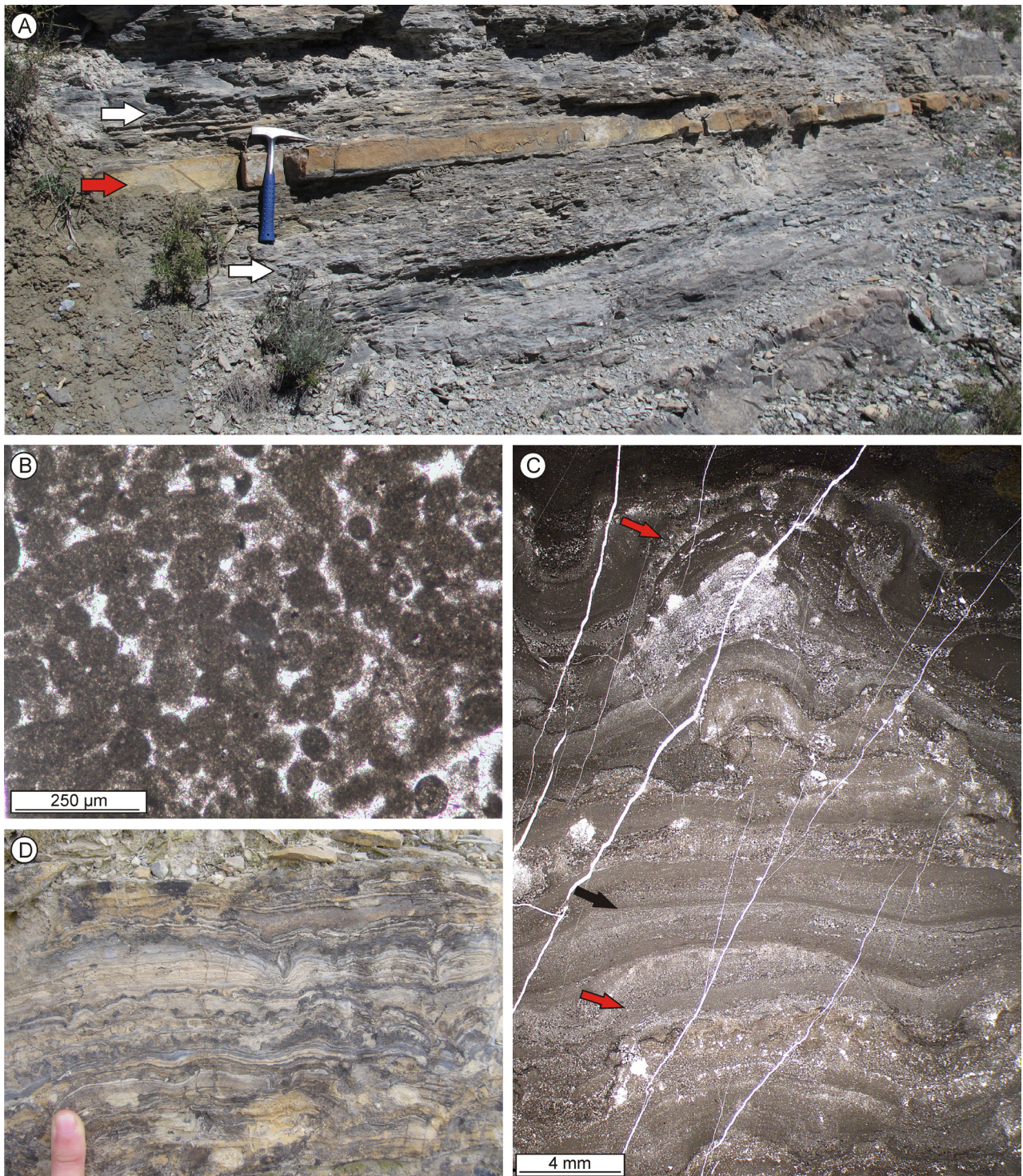


Fig. 13. (A) Field photograph of a tabular dolostone layer (red arrow) interbedded with non-channelled heterolithic layers (white arrows). (B) Thin section photomicrograph of peloids (probable faecal pellets) within the peloidal dolostones. Note the well-rounded shapes and the absence of internal fabric. (C) Thin section photomicrograph of stromatolitic dolostone displaying pseudocolumnar (red arrows) and undulatory structures (black arrow). (D) Field photograph of a tabular dolostone layer mainly formed by stromatolites.

lakes (Smoot & Lowenstein, 1991; Warren, 2006). In a tidal setting, the sulphate ions necessary for the precipitation of rare gypsum and anhydrite present in the dolostone layers could come from marine water input. According to these

considerations and the interbedding of dolostone beds with non-channelled heterolithic layers, dolostone beds are interpreted as formed in inundated ponds developed within siliciclastic intertidal flats.

Given the preponderance of evidence, the interpretation of a tide-influenced sedimentary environment explains better the features of the deposits of the Oncala Group than any other paleoenvironmental reconstruction. Moreover, the scarcity of fossil remains is not inconsistent with a tidal setting, as several examples of tidal environments with no marine fossils have been described from the ancient and modern geological record (e.g. Kvale & Archer, 1991; Wells & Goman, 1995; Kvale & Mastalerz, 1998; Chakraborty *et al.*, 2003; Choi *et al.*, 2004; Hovikoski *et al.*, 2005, 2007). High rates of sedimentation, high suspended-sediment concentrations, low or rapidly changing water salinities or presence of strongly acidic waters may cause scarcity or absence of carbonate fossil remains (Kvale & Archer, 1990; Kvale & Mastalerz, 1998; Dalrymple & Choi, 2007). Several of these conditions were probably achieved by the Oncala Group. High rates of sedimentation occurred likely during the deposition of the Oncala Group, as 2500 m of sediments were deposited in the depocentral areas during the Berriasian. High

suspended-sediment concentrations are also interpreted for this unit considering the large amount of mud deposited. Moreover, the ostracod assemblage present in the Oncala Group indicates mixed fresh and brackish water conditions (Schudack & Schudack, 2009). Such fresh and brackish water conditions can be developed in tidal settings with important freshwater input, such as protected inland tidal embayments and fluvial-tidal transition estuaries or deltas (Wells & Goman, 1995; Dalrymple & Choi, 2007). Considering the lateral relationship of the tide-influenced setting developed in the central area of the Oncala Group with the fluvial system of the westernmost area of the basin, important amounts of freshwater discharged likely into the central area of the Oncala Group, which could have caused the fresh to brackish water conditions interpreted for the studied setting. Although the fossil record in the Oncala Group is restricted almost exclusively to ostracods and vertebrate bones, it is not ruled out that other fossils could have existed and they dissolved during diagenesis because dissolution and silicification processes have been

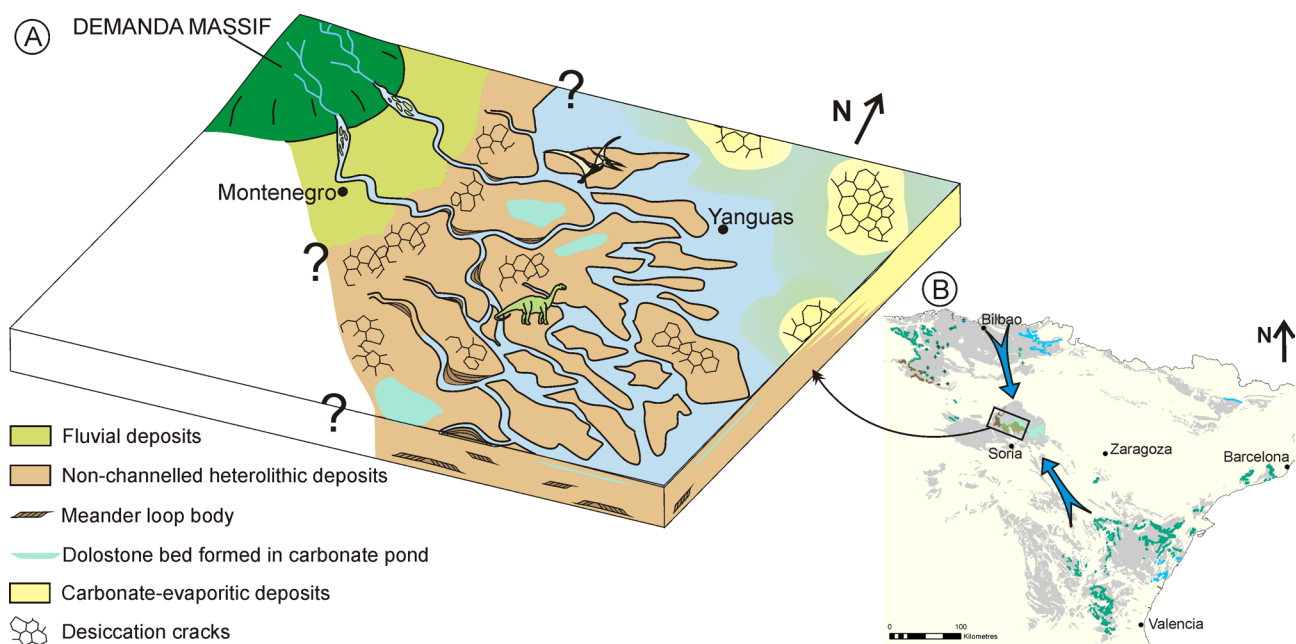


Fig. 14. (A) Paleogeographic reconstruction of central and western areas of the Oncala Group. Broad, low-gradient, tidal flats, traversed by shallow, meandering channels were developed in the central area of the Oncala Group. The very shallow water depth of the basin and its flat topography caused development of very extensive intertidal flats. Scattered carbonate ponds formed in shallow depressions of the tidal flats. This tidal system passed westwards to a fluvial system and eastwards to carbonate-sulphate, shallow water bodies. See Fig. 1C for location of the towns indicated in this reconstruction. (B) Synthetic map showing the location and main facies of Berriasian deposits in the Iberian Peninsula (see Fig. 1B for more detail). The blue arrows mark the location of the possible seaways which connected the Cameros Basin with marine areas of the Basque-Cantabrian Basin and southeastern basins of the Iberian Mesozoic Rift System. Modified from Quijada *et al.* (in press).

distinguished in the ostracods and the rare bivalves and charophytes present in the studied deposits.

Regarding all these considerations, the deposits of the central area of the Oncala Group provide a good example of a fine-grained sandy-muddy tide-influenced environment that lack marine fossil remains. A sedimentary environment including broad, low-gradient, tidal flats, traversed by shallow, meandering channels, and scattered shallow carbonate ponds is the interpretation that can better explain all the sedimentary facies developed in the studied deposits (Fig. 14A). Fluvial-tidal transition zones of modern inshore tidal systems, which are characterized by estuarine point bars fringed by tidal mudflats, such as the Mont-Saint-Michel Bay, Gironde or Salmon River inner estuaries, may be good analogues for the studied deposits. Sediments of these modern fluvial-tidal areas typically contain alternations of sand and mud laminae, flaser, wavy and lenticular bedding, and tidal rhythmites, and bioturbation is generally minimal (Allen, 1991; Tessier, 1993, 2002; Dalrymple *et al.*, 1991, 2012; Archer, 2013). Despite the similarities between these modern analogues and the sedimentary environment proposed for the Oncala Group, a major difference is that the modern examples occur in very narrow paleovalleys, which favour tidal amplification, whereas the tidal system developed in the Cameros Basin covered a wider, low-gradient area. In the case of the Oncala Group, tidal amplification was probably related with the paleogeographic setting of the Cameros Basin at Berriasian times (Fig. 14B). The comparison of the Oncala Group with Berriasian deposits from other basins of the Iberian Peninsula suggests that the Cameros Basin was connected with the Basque-Cantabrian Basin and possibly with the southeastern basins of the Iberian Mesozoic Rift System (Quijada *et al.*, in press), although the exact location of the connection areas cannot be determined because the uplifted Cameros Basin is nowadays surrounded by Tertiary basins (Fig. 1). According to this interpretation, the Cameros Basin at Berriasian times was located between two coastal areas, largely occupied by broad tidal flats, which passed laterally to marine areas northwards in the Basque-Cantabrian Basin, and towards the Southeast in the Iberian Mesozoic Rift System (Fig. 14B). In such a context, the location of the Cameros Basin and its shallow

water depth probably created the favourable conditions for tidal amplification, similarly to what has been described in other ancient, narrow, confined, rift basins (e.g. Mellere & Steel, 1996; Ravnås & Bondevik, 1997; Ravnås & Steel, 1998).

Conclusions

The deposits of the central area of the Oncala Group provide an example of laterally very continuous, fine-grained siliciclastic sediments with no marine fossils deposited in a tidal setting, as opposed to continental sedimentary environments, such as sandy-muddy flats in saline lake basins. The criteria that in combination lead to this interpretation are: 1) Fine grain size of the sediments, ranging from clay to medium-sand, and large amount of mudstone. 2) Predominance of non-channelled facies over meander loop bodies. 3) Meander loop bodies displaying low angle, lateral accretion units and IHS. 4) Alternation of sandstone and mudstone laminae within non-channelled layers and meander loop bodies, forming lenticular, wavy and flaser bedding and planar bedded sandstone-mudstone couplets. 5) Rhythmic variations in the type of bedding (lenticular-wavy-flaser-wavy-lenticular), and in the thicknesses of the sandstone-mudstone couplets. 6) Abundant evidence of subaerial exposure, such as desiccation mudcracks and vertebrate footprints, and presence of desiccation cracks at the top of numerous, consecutive, mudstone laminae or couplets. These criteria may be useful for identifying other ancient tide-influenced deposits with no marine fossils or classical tidal features, which may have been more common in the rock record than previously thought.

Acknowledgments

This work was funded by the Spanish DIGICYT projects CGL2008-01648/BTE and CGL2011-22709, the “Sedimentary Basin Analysis” Research Group of the Complutense University of Madrid-Madrid Community and a Spanish Department of Education FPU scholarship. The authors would like to thank the editor J.-Y. Reynaud, and the reviewers G. Musial and E. Kvale for their careful and thoughtful reviews. We are also very grateful to

B. Tessier for enriching and helpful discussion on tidal processes and sedimentary environments, and to M. Díaz-Molina who improved largely this manuscript with her comments about processes and deposits of meandering channels. We would also like to thank A. Alonso and J. Bourgeois for scientific discussion in the field, S. Sacristán and S. Campos for help during field work, and the staff of the Department of Stratigraphy of the Complutense University of Madrid for their technical support.

References

- Ainsworth, R.B., Hasiotis, S.T., Amos, K.J., Krapf, C.B.E., Payenber, T.H.D., Sandstrom, M.L., Vakarelov, B.K. and Lang, S.C. (2012) Tidal signatures in an intracratonic playa lake. *Geology*, **40**, 607-610.
- Allen, G.P. (1991) Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. In: *Clastic tidal sedimentology* (Eds. D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin and R. A. Rahmani), *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir*, **16**, 29-39.
- Allen, J.R.L. (1968) Current ripples: their relation to patterns of water and sediment motion. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 433 pp.
- Allen, J.R.L. (1986) On the curl of desiccation polygons. *Sed. Geol.*, **46**, 23-31.
- Archer, A.W. (2013) World's highest tides: Hypertidal coastal systems in North America, South America and Europe. *Sedimentary Geology*, **284-285**, 1-25.
- Aurell, M., Mas, R., Meléndez, A. and Salas, R. (1994) El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuad. Geol. Iber.*, **18**, 369-396.
- Bádenas, B., Salas, R. and Aurell, M. (2004). Three orders of regional sea-level changes control facies and stacking patterns of shallow platform carbonates in the Maestrat Basin (Tithonian-Berriasian, NE Spain). *Geol. Rundsch.*, **93**, 144-162.
- Beets, D.J., De Groot, T.A.M. and Davies, H.A. (2003) Holocene tidal back-barrier development at decelerating sea-level rise: a 5 millennia record, exposed in the western Netherlands. *Sedimentary Geology*, **158**, 117-144.
- Bhattacharya, A. (1997) On the origin of non-tidal flaser bedding in point bar deposits of the River Ajay, Bihar and West Bengal, NE India. *Sedimentology*, **44**, 973-975.
- Chakraborty, T. (2012) Reversing flow or fluctuating flow? A case study from the Atrai and Tista river of the sub-Himalayan alluvial plain. *Abstract*, 29th IAS Meeting of Sedimentology, Schlading, Austria.
- Chakraborty, C., Ghosh, S.K. and Chakraborty, T. (2003) Depositional Record of Tidal-Flat Sedimentation in the Permian Coal Measures of Central India: Barakar Formation, Mohpani Coalfield, Satpura Gondwana Basin. *Gondwana Research*, **6**, 817-827.
- Choi, K.S., Dalrymple, R.W., Chun, S.S. and Kim, S.P. (2004) Sedimentology of modern, Inclined Heterolithic Stratification (IHS) in the macrotidal Han River Delta, Korea. *J. Sed. Res.*, **74**, 677-689.
- Ciarapica, G.L., Passeri, L. and Schreiber, B.C. (1985) Una proposta di classificazione delle evaporiti solfatiche. *Geol. Romana*, **24**, 219-232.
- Corbett, M.J., Fielding, C.R. and Birgenheier, L.P. (2011) Stratigraphy of a Cretaceous coastal-plain fluvial succession: the Campanian Masuk Formation, Henry Mountains Syncline, Utah, U.S.A. *J. Sed. Res.*, **81**, 80-96.
- Dalrymple, R.W. and Choi, K. (2007) Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, **81**, 135-174.
- Dalrymple, R.W., Makino, Y. and Zaitlin, B.A. (1991) Temporal and spatial patterns of rhythmite deposition on mud flats in the macrotidal Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. In: *Clastic tidal sedimentology* (Eds. D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin and R. A. Rahmani), *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir*, **16**, 137-160.
- Dalrymple, R.W., Baker, E.K., Harris, P.T. and Hughes, M. (2003) Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland-basin delta (Fly River, Papua New Guinea). In: *Tropical Deltas of Southeast Asia—Sedimentology, Stratigraphy, and Petroleum Geology* (Eds. H. Sidi, D. Nummedal, P. Imbert, H. Darman and H. W. Posamentier), *SEPM Spec. Publ.*, **76**, 147-173.
- Dalrymple, R.W., Mackay, D.A., Ichaso, A.A. and Choi, K.S. (2012) Processes, Morphodynamics, and Facies of Tide-Dominated Estuaries. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds. R.A. Davis and R.W. Dalrymple), pp. 79-107. Springer, New York.

- Dashtgard, S.E., Venditti, J.G., Hill, P.R., Sisulak, C.F., Johnson, S.M. and La Croix, A.D.** (2012) Sedimentation Across the Tidal-Fluvial Transition in the Lower Fraser River, Canada. *Sed. Rec.*, **10**, 4-9.
- Deluca, J.L. and Eriksson, K.A.** (1989) Controls on synchronous ephemeral- and perennial-river sedimentation in the middle sandstone member of the Triassic Chinle Formation, northeastern New Mexico, U.S.A. *Sed. Geol.*, **61**, 155-175.
- de Mowbray, T.** (1983). The genesis of lateral accretion deposits in recent intertidal mudflat channels, Solway Firth, Scotland. *Sedimentology*, **30**, 425-435.
- Díaz-Molina, M.** (1979) Características sedimentológicas de los paleocanales de la unidad detrítica superior al N. de Huete (Cuenca). *Estud. Geol.*, **35**, 241-251.
- Díaz-Molina, M.** (1993) Geometry and lateral accretion patterns in meander loops: examples from the Upper Oligocene-Lower Miocene, Loranca Basin, Spain. In: *Alluvial Sedimentation* (Eds. M. Marzo and C. Puigdefábregas), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **17**, 115-131.
- Díaz-Molina, M. and Bustillo, A.** (1985) Wet fluvial fans of the Loranca Basin (Central Spain), channel models and distal bioturbated gypsum with chert. In: *6th European Regional Meeting of Sedimentology, Lérida, Excursion Guidebook* (Eds. M.D. Milá and J. Rosell), pp. 147-185. Institut d'Estudis Ilerdencs, Lleida.
- Dill, R.F., Shinn, E.A., Jones, A.T., Kelly, K. and Steinen, R.P.** (1986) Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. *Nature*, **324**, 55-58.
- Dravis, J.J.** (1983) Hardened subtidal stromatolites, Bahamas. *Science*, **219**, 385-386.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T.** (2009) Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Sci. Rev.*, **96**, 141-162.
- Falcon-Lang, H.** (1998) The impact of wildfire on an Early Carboniferous coastal environment, North Mayo, Ireland. *Palaeogeogr. Paleoclimatol. Palaeoecol.*, **139**, 121-138.
- Fisher, J.A., Krapf, C.B.E., Lang, S.C., Nichols, G.J. and Payenberg, T.H.D.** (2008) Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central Australia. *Sedimentology*, **55**, 1915-1930.
- Flügel, E.** (1982) Microfacies Analysis of Limestone. Springer-Verlag, Berlin, 633 pp.
- García de Cortázar, A. and Pujalte, V.** (1982) Litoestratigrafía y facies del Grupo Cabuérniga (Malm-Valanginiense inferior?) al S de Cantabria-NE de Palencia. *Cuad. Geol. Iber.*, **8**, 5-21.
- Gingras, M., Räsänen, M.E., and Ranzi, A.** (2002) The Significance of Bioturbated Inclined Heterolithic Stratification in the Southern Part of the Miocene Solimoes Formation, Rio Acre, Amazonia Brazil. *Palaio*, **17**, 591-601.
- Gómez-Fernández, J.C. and Meléndez, N.** (1994) Climatic control on Lower Cretaceous sedimentation in a playalake system of a tectonically active basin (Huérteles Alloformation, Eastern Cameros Basin, North-Central Spain). *J. Paleolimnology*, **11**, 91-107.
- Hardie, L.A., Smoot, J.P. and Eugster, H.P.** (1978) Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: *Modern and ancient lake sediments* (Eds. A. Matter and M. E. Tucker), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, **2**, 7-41.
- Hernández, N., Pascual, C., Latorre, P. and Sanz, E.** (2005-2006) Contribución de los yacimientos de icnitas sorianos al registro general de Cameros. *Zubia*, **23-24**, 79-120.
- Hovikoski, J., Räsänen, M. E., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W., Romero Pittman, L. and Lertola, K.** (2005) Miocene semidiurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru. *Geology*, **33**, 177-180.
- Hovikoski, J., Gingras, M., Räsänen, M., Guerrero, J., Ranzi, A., Melo, J., Romero, L., Nuñez del Prado, H., Jaimes, F. and Lopez, S.** (2007) The nature of Miocene Amazonian epicontinental embayment: High-frequency shifts of the low-gradient coastline. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **119**, 1506-1520.
- Hovikoski, J., Räsänen, M. Gingras, M., Ranzi, A. and Melo, J.** (2008) Tidal and seasonal controls in the formation of Late Miocene inclined heterolithic stratification deposits, western Amazonian foreland basin. *Sedimentology*, **55**, 499-530.
- Hubert, J.F. and Hyde, M.G.** (1982). Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology*, **29**, 457-474.
- Kendall, A.C.** (1992) Evaporites. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (Eds. R. G. Walker and N. P. James), pp. 375-409. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland.
- Kindle, E.M.** (1917) Some factors affecting the development of mud-cracks. *J. Geol.*, **25**, 135-144.
- Kvale, E.P.** (2012) Tidal Constituents of Modern and Ancient Tidal Rhythmites: Criteria for Recognition and Analyses. In:

- Principles of Tidal Sedimentology* (Eds. R. A. Davis, Jr. and R. W. Dalrymple), pp. 1-17. Springer, New York.
- Kvale, E.P. and Archer, A.W.** (1990) Tidal deposits associated with low-sulfur coals, Brazil Fm (Lower Pennsylvanian), Indiana. *J. Sed. Petrol.*, **60**, 563-574.
- Kvale, E.P. and Archer, A.W.** (1991) Characteristics of two, Pennsylvanian age, semidiurnal tidal deposits in the Illinois Basin, U.S.A. In: *Clastic Tidal Sedimentology* (Eds. D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitling and R. A. Rahmani), *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir*, 16, 179-188.
- Kvale, E.P., and Mastalerz, M.** (1998) Evidence of ancient freshwater tidal deposits. In: *Tidalites: Processes and Products* (Eds. C. R. Alexander, R. A. Davis and V. J. Henry), *SEPM Spec. Publ.*, 61, 95-107.
- Lanier, W.P., Feldman, H.R. and Archer, A.W.** (1993) Tidal sedimentation from a fluvial to estuarine transition Douglas Group, Missourian-Virgilian, Kansas. *J. Sed. Petrol.*, **63**, 860-873.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H., Lasemi, Z.** (2012) Ancient Carbonate Tidalites. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds. R. A. Davis, Jr. and R. W. Dalrymple), pp. 567-607. Springer, New York.
- Logan, B.W.** (1961) Cryptozoon and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, western Australia. *J. Geol.*, **69**, 517-533.
- Magee, J.W.** (1991) Late Quaternary lacustrine, groundwater, aeolian and pedogenic gypsum in the Prungle Lakes, southeastern Australia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **84**, 3-42.
- Martín-Chivelet, J., Berástegui, X., Rosales, I., Vilas, L., Vera, J.A., Caus, E., Gräfe, K.-U., Mas, R., Puig, C., Segura, M., Robles, S., Floquet, M., Quesada, S., Ruiz-Ortiz, P.A., Fregenal-Martínez, M.A., Salas, R., Arias, C., García, A., Martín-Algarra, A., Meléndez, M.N., Chacón, B., Molina, J.M., Sanz, J.L., Castro, J.M., García-Hernández, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Gil, J. and Ortega, F.** (2002) Cretaceous. In: *The Geology of Spain* (Eds. W. Gibbons, T. Moreno), pp. 255-292. The Geological Society, London.
- Martinius, A.W. and Van den Berg, J.H.** (2011) Atlas of sedimentary structures in estuarine and tidally-influenced river deposits of the Rhine-Meuse-Scheldt system. EAGE Publications, Houten, The Netherlands, 298 pp.
- Mas, R., Alonso, A. and Meléndez, N.** (1984) La Formación Villar del Arzobispo: un ejemplo de llanuras de marea siliciclásticas asociadas a plataformas carbonatadas. Jurásico terminal (NW. de Valencia y E. de Cuenca). *Publ. Geol. Univ. Aut. Barcelona*, **20**, 175-188.
- Mas, J.R., Alonso, A., and Guimerà, J.** (1993) Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. Esp.*, **6**, 129-144.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, A., Alonso, A., and Alonso-Azcarate, J.** (2002) La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria - implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubia* **14**, 9-64.
- Mas, R., García, A., Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J., and Segura, M.** (2004) Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. In: *Geología de España* (Ed. J. A. Vera), pp. 503-510. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Alonso, A., Arribas, M.E., Lohmann, K.C., González-Acebrón, L., Hernán, J., Quijada, E., Suárez, P., and Omodeo, S.** (2011) Evolution of an intra-plate rift basin: the Latest Jurassic-Early Cretaceous Cameros Basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain). In: *Post-Meeting Field trips 28th IAS Meeting, Zaragoza* (Eds. C. Arenas, L. Pomar and F. Colombo), *Sociedad Geológica de España Geo-Guías*, 8, 117-154.
- Meléndez, N. and Gómez-Fernández, J.C.** (2000) Continental deposits of the eastern Cameros Basin (northern Spain) during Tithonian-Berriasian time. In: *Lake basins through space and time* (Eds. E. Gierlowski-Kordesch and K. R. Kelts), *AAPG Studies in Geology*, 46, 263-273.
- Mellere, D. and Steel, R.J.** (1996) Tidal sedimentation in Inner Hebrides half grabens, Scotland: the Mid-Jurassic Bearreraig Sandstone Formation. In: *Geology of Siliciclastic Shelf Seas* (Eds. M. De Batist and P. Jacobs), The Geological Society, 117, 49-79.
- Moody-Stuart, M.** (1966). High- and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. *J. Sed. Petrol.*, **36**, 1102-1117.
- Moratalla, J.J. and Hernán, J.** (2010) Probable palaeogeographic influences of the Lower Cretaceous Iberian rifting phase in the Eastern Cameros Basin (Spain) on dinosaur trackway orientations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*,

295, 116-130.

- Musial, G., Reynaud, J.-Y., Gingras, M.K., Féliès, H., Labourdette, R. and Parize, O.** (2012) Subsurface and outcrop characterization of large tidally influenced point bars of the Cretaceous McMurray Formation (Alberta, Canada). *Sed. Geol.*, **279**, 156-172.
- Nichols, G.** (2009) *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, Oxford, 419 pp.
- Nio, S.D. and Yang, C.S.** (1991) Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. In: *Clastic Tidal Sedimentology* (Eds. D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin and R. A. Rahmani), *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir*, **16**, 3-28.
- North, C.P. and Davidson, S.K.** (2012) Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Sci. Rev.*, **111**, 199-223.
- Ortí, F. and Rosell, L.** (1997) Sulfatos evaporíticos de interés petrológico. In: *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada* (Ed. J. C. Melgarejo), pp. 210-235. Fundació Folch, Barcelona.
- Plummer, P.S., and Gostin, V.A.** (1981) Shrinkage cracks: desiccation or syneresis?: *J. Sed. Petrol.*, **51**, 1147-1156.
- Preiss, W.V.** (1976) Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. In: *Stromatolites* (Ed. M. A. Walter), *Dev. Sedimentol.*, **20**, 5-13.
- Puigdefabregas, C.** (1973) Miocene point-bar deposits in the Ebro Basin, Northern Spain. *Sedimentology*, **20**, 133-144.
- Puigdefabregas, C. and Van Vliet, A.** (1978) Meandering stream deposits from the Tertiary of the southern Pyrenees. In: *Fluvial Sedimentology* (Ed. A.D. Miall), pp. 469-485. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary.
- Pujalte, V.** (1982) Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense. In: *El Cretácico de España* (Ed. A. García), pp. 51-63. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I. and Mas, R.** (2013) Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Camerós Basin, N Spain). *J. Sed. Res.*, **83**, 241-257.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I. and Mas, R.** (2013) New insights on stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (eastern Camerós Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of Iberia at Berriasian times. *J. Iberian Geol.*, in press.
- Ravnås, R. and Bondevik, K.** (1997) Architecture and controls on Bathonian–Kimmeridgian shallow-marine synrift wedges of the Oseberg–Brage area, northern North Sea. *Basin Res.*, **9**, 197-226.
- Ravnås, R. and Steel, R.J.** (1998) Architecture of Marine Rift-Basin Successions. *AAPG Bull.*, **82**, 110-146.
- Rebata-H., L. A., Gingras, M.K., Räsänen, M.E. and Barbieri, M.** (2006) Tidal-channel deposits on a delta plain from the Upper Miocene Nauta Formation, Marañón Foreland Sub-basin, Peru. *Sedimentology*, **53**, 971-1013.
- Reineck, H.E. and Wunderlich, F.** (1968) Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, **11**, 99-104.
- Riding, R.** (2000) Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, **47** (Suppl. 1), 179-214.
- Robertson-Handford, C.** (1982) Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin-Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, **29**, 239-253.
- Salas, R.** (1989) Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuad. Geol. Iber.*, **13**, 121-157.
- Salomon, J.** (1982) El Cretácico inferior de Camerós-Castilla. In: *El Cretácico de España* (Ed. A. García), pp. 345-387. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Scasso, R.A., Dozo, M.T., Cuitiño, J.I., Bouza, P.** (2012) Meandering tidal-fluvial channels and lag concentration of terrestrial vertebrates in the fluvial-tidal transition of an ancient estuary in Patagonia. *Latin Am. J. Sedimentol. Basin Anal.*, **19**, 27-45.
- Scholle, P.A. and Ulmer-Scholle, D.S.** (2003) *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. AAPG, Tulsa, Oklahoma, 474 pp.
- Schudack, U., and Schudack, M.** (2009) Ostracod biostratigraphy in the Lower Cretaceous of the Iberian chain (eastern Spain). *J. Iberian Geol.*, **35**, 141-168.
- Shanley, K.W., McCabe, P.J. and Hettinger, R.D.** (1992) Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology*, **39**, 905-930.
- Shanmugam, G., Poffenberger, M. and Toro Álava, J.** (2000) Tide-Dominated Estuarine Facies in the Hollin and Napo ("T" and "U") Formations (Cretaceous), Sacha Field,

- Oriente Basin, Ecuador. *AAPG Bull.*, **84**, 652-682.
- Shinn, E.A.** (1983) Tidal Flat. In: *Carbonate depositional environments* (Eds. P.A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore), AAPG Memoir, 33, 171-210.
- Sisulak, C.F. and Dashtgard, S.E.** (2012) Seasonal controls on the development and character of inclined heterolithic stratification in a tide-influenced, fluvially dominated channel: Fraser River, Canada. *J. Sed. Res.*, **82**, 244-257.
- Smith, D.G.** (1987) Meandering river point bar lithofacies models: modern and ancient examples compared. In: *Recent developments in fluvial sedimentology* (Eds. F.G. Ethridge, R.M. Flores and M.D. Harvey), SEPM Spec. Publ., 39, 83-91.
- Smoot, J.P. and Lowenstein, T.K.** (1991) Depositional environments of non-marine evaporites. In: *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources* (Ed. J. L. Melvin), *Dev. Sedimentol.*, 50, 189-347.
- Sneh, A.** (1983). Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *J. Sed. Petrol.*, **53**, 1271-1279.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I. and Mas, R.** (2013) Do stromatolites need tides to trap ooids? Insights from oolitic stromatolites of a Cretaceous system of coastal-wetlands. In: *This volume* (Eds. B. Tessier and J.Y. Reynaud), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 48, in press.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I. and Mas, R.** (2013) Eustatic *versus* tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia. *J. Iberian Geol.*, in press.
- Tessier, B.** (1993) Upper intertidal rhythmmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): Perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology*, **110**, 355-367.
- Tessier, B.** (2002) The depositional facies of the inner estuary: the tidal rhythmmites in the *tangues* at Gué de l'Épine. In: *The Bay of Mont-Saint-Michel and the Rance Estuary: Recent development and evolution of depositional environments*. (Eds. C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. L'Hommer and M. Le Vot), *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.*, 26, 82-89.
- Tessier, B., Archer, A.W., Lanier, W.P. and Feldman, H.R.** (1995) Comparison of ancient tidal rhythmmites (Carboniferous of Kansas and Indiana, USA) with modern analogues (The Bay of Mont-Saint-Michel, France). In: *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments* (Eds. B. W. Flemming and A. Bartholomä), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 24, 259-271.
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, M.J., Calverley-Rang, E.A. and Koster, E.H.** (1987) Inclined heterolithic stratification – Terminology, description, interpretation and significance. *Sed. Geol.*, **53**, 123-179.
- Tucker, M.W., and Wright, V.P.** (1990) Carbonate Sedimentology. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 pp.
- van den Berg, J.H., Boersma, J.R. and van Gelder** (2007) Diagnostic sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone – Evidence from deposits of the Rhine and Meuse. *Geologie en Mijnbouw*, **86**, 287-306.
- Visser, M.J.** (1980) Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. *Geology*, **8**, 543-546.
- Wanless, H.R. and Burton, E.A.** (1981) Hydrodynamics of carbonate fecal pellets. *J. Sed. Petrol.*, **51**, 27-36.
- Warren, J.K.** (2006) Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons. Springer, Berlin, 1036 pp.
- Wells, L.E. and Goman, M.** (1995) Late Holocene Environmental Variability in the Upper San Francisco Estuary as Reconstructed from Tidal Marsh Sediments. In: *Proceedings of the Eleventh Annual Pacific Climate (PACCLIM) Workshop* (Eds. C. M. Isaacs and V. L. Tharp), *Technical Report of the Interagency Ecological Program for the Sacramento-San Joaquin Estuary*, 40, 185-198.
- Wentworth, C.K.** (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, **30**, 377-392.
- Zanor, G.A., Piovano, E.L., Ariztegui, D. and Vallet-Coulomb, C.** (2012) A modern subtropical playa complex: Salina de Ambargasta, central Argentina. *J. S. Am. Earth Sci.*, **35**, 10-26.

3. La problemática de la interpretación sedimentológica de los carbonatos laminados. Estudio de los depósitos laminados carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala

El estudio sedimentológico de depósitos carbonáticos laminados presenta una serie de dificultades ligadas al hecho de que sedimentos laminados con muy similares características se pueden depositar en una amplia variedad de ambientes sedimentarios. Estos ambientes sedimentarios pueden variar desde lagos profundos o someros hasta ambientes perimareales y marinos profundos (Pratt, 2010; Seilacher y Mrinjek, 2011), siempre y cuando en ellos se den unas condiciones de erosión y bioturbación mínimas para que el sedimento laminado pueda preservarse (Kelts and Hsü, 1978; Anderson y Dean, 1988; Glenn y Kelts, 1991; Sabato *et al.*, 2005; Pietras y Carroll, 2006; Gierlowski-Kordesch, 2010). En este capítulo se hace un breve resumen de algunos de los ambientes sedimentarios en los que se pueden acumular y preservar depósitos de carbonatos laminados y se estudian en concreto los depósitos laminados carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala para poder interpretar el ambiente deposicional en el que se formaron.

3.1. Depósitos laminados en lagos

Uno de los ambientes sedimentarios más conocidos para el desarrollo y preservación de sedimentos laminados es la zona de cuenca de lagos, que suele corresponder a la zona central de los mismos (Fig. 3.1.A). La sedimentación en esta zona está dominada por procesos de decantación y precipitación pelágica y, en menor medida, por la llegada de flujos turbidíticos (Kelts y Hsü, 1978; Sturm y Matter, 1978; Dean y Fouch, 1983; Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010; Gierlowski-Kordesch, 2010; Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010). En estos ambientes la preservación del sedimento laminado es posible en lugares donde se dan condiciones de anoxia que pueden limitar la bioturbación, donde la profundidad es suficiente para proteger los sedimentos de las corrientes y de la erosión, o donde la tasa de sedimentación es muy alta (Glenn y Kelts, 1991). Las mejores condiciones para la preservación de sedimentos laminados en la zona de cuenca suelen darse en lagos meromícticos (p. ej. McLeroy y Anderson, 1966; Kelts y Hsü, 1978; Last y Vance, 1997; Hakala, 2004; Andrews *et al.*, 2010; Zhang y Sha, 2012), es decir, lagos permanentemente estratificados en una capa de agua superficial (denominada epilimnion cuando la estratificación es debida a diferencias en la temperatura o mixolimnion cuando se debe a diferencias en la salinidad) y una capa de agua profunda (hipolimnion o monimolimnion) que muy raramente se mezclan (Fig. 3.1.B; Anderson *et al.*, 1985; Hakala 2004). Esta separación de la columna de agua puede deberse a cuatro mecanismos diferentes (Hakala, 2004): 1) Se produce un gradiente de salinidad de manera que el agua dulce derivada de las precipitaciones, escorrentía superficial o descargas de aguas subterráneas se sitúa por encima de una capa de agua salina. 2) Diferencias en la química y, por tanto, en la densidad del hipolimnion debidas a aumentos en la cantidad de nutrientes o llegada de corrientes de turbidez. 3) Entrada de aguas subterráneas densas. 4) La morfología del lago hace que la parte más profunda del mismo quede aislada del resto de la columna de agua.

Las condiciones meromícticas se alcanzan comúnmente en lagos de cierta profundidad. Conviene aquí señalar el uso de los términos “profundo” y “somero” aplicados a lagos en esta tesis. Aunque estos términos se utilizan habitualmente de una manera bastante laxa (Thomas *et al.*, 1996), numerosos autores emplean el término “somero” para lagos de menos de 10 m de profundidad puesto que éste es generalmente el límite para la penetración de la luz en la columna de agua y la mezcla de las aguas producida por el viento (Kroes, 1986; Smoot y Lowenstein, 1991; Thomas *et al.*, 1996; Schubel y Lowenstein, 1997). En la línea de estos autores, en la presente tesis se emplean los términos “somero” y “profundo” para láminas de agua de menos y más de ~10 m, respectivamente.

El hecho de que la zona de cuenca de los lagos profundos esté fuera del alcance del oleaje y pueda ser afótica y disaeróbica o anóxica (Fig. 3.1), favorece la preservación del sedimento laminado acumulado mediante decantación o corrientes de turbidez. Tanto es así que los depósitos laminados son una de las facies más representativas de la zona de cuenca de lagos profundos, y constituyen una de las facies más estudiadas en los últimos tiempos debido a su alta resolución para estudios paleoclimáticos (p. ej. Kelts y Hsü, 1978; Cohen, 2003; Filippi y Talbot, 2005; Martín-Puertas *et al.*, 2008; Morellón *et al.*, 2008; Corella *et al.*, 2013).

A pesar de que las condiciones meromícticas necesarias para preservar depósitos laminados son típicas de lagos de cierta profundidad, también se pueden desarrollar y preservar carbonatos laminados en lagos de agua dulce someros, como es el caso de las calizas laminadas de la Formación La Huérguina (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca) y de la Formación Freeport Superior (Carbonífero, cuenca apalachiana, EEUU). Los carbonatos laminados de la Formación La Huérguina se interpretan como sedimentados en lagos someros perennes desarrollados en un sistema de humedal continental de agua dulce, estacional y subtropical (Fregenal-Martínez y Buscalioni, 2009; Buscalioni y Fregenal-Martínez, 2010). La preservación de estos sedimentos laminados está probablemente

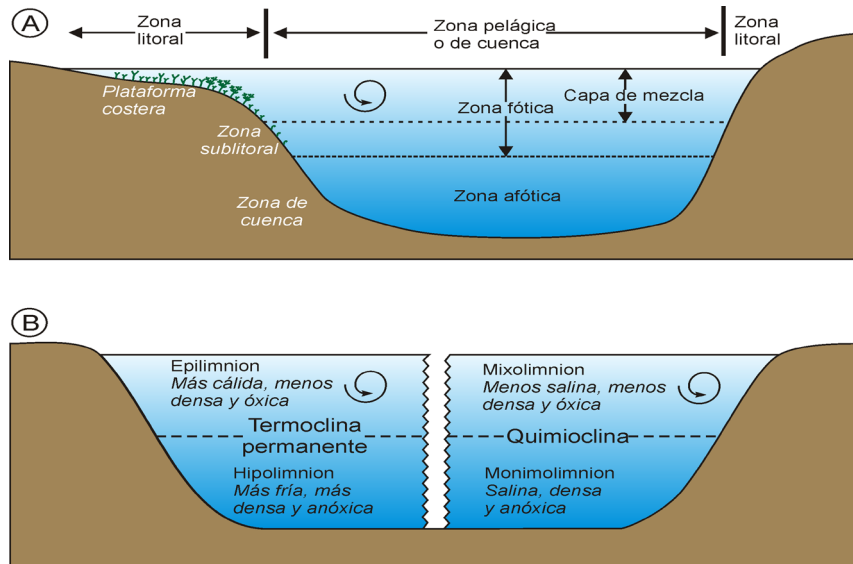


Fig. 3.1.A. Diagrama esquemático de la zonación ambiental de los lagos (traducido de Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010). **B.** Diagrama esquemático de la estratificación permanente (meromixis) en lagos, que puede producirse cuando la capa de agua superficial es más cálida que la capa de agua inferior más fría y densa o cuando la capa superficial es menos salina que la capa inferior más salina y densa (modificado de Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010).

relacionada con las temperaturas cálidas, períodos de estancamiento prolongados y altas tasas de descarga de materia orgánica que se daban en el medio sedimentario y provocaban condiciones anóxicas a disaeróbicas que impedían la actividad de los organismos bioturbadores (Fregenal-Martínez y Buscalioni, 2009; Buscalioni y Fregenal-Martínez, 2010). Las calizas laminadas de la Formación Freeport Superior también se interpretan como formadas en pequeños lagos someros de un sistema de humedales continentales pero en este caso la preservación de la laminación se atribuye a la estratificación de las aguas de los lagos (Valero-Garcés y Gierlowski-Kordesch, 1994). Otro ejemplo de depósitos laminados formados en un lago somero perenne lo constituye el *Lagerstätte* triásico de la cuenca de Danville-Dan River (Supergrupo de Newark, Virginia), en el cual las condiciones necesarias para la preservación del sedimento laminado se dieron gracias a la composición tóxica de las aguas que impedía la presencia de organismos bioturbadores (Liutkus *et al.*, 2013).

Aunque los ejemplos de carbonatos laminados lacustres antiguos y modernos son abundantes, la interpretación de la profundidad del medio sedimentario en el que se formaron sigue siendo difícil. La presencia de estructuras sedimentarias como grietas de desecación (Eugster y Hardie, 1975; Smoot, 1983; Gierlowski-Kordesch y Rust, 1994; Buscalioni y Fregenal-Martínez, 2010) y pisadas de vertebrados (Buscalioni y Fregenal-Martínez, 2010) y/o de asociaciones de fósiles características de condiciones someras (Liutkus *et al.*, 2010) pueden facilitar la identificación de carbonatos laminados someros, pero en ausencia de estas características la interpretación puede resultar muy complicada (p. ej. Olsen, 1986 y Fraser *et al.*, 1996 vs. Liutkus *et al.*, 2010).

En lagos perennes de composición salina la formación y preservación de sedimentos carbonático-evaporíticos laminados es muy común independientemente de la profundidad del medio (p. ej. Hardie *et al.*, 1978; Kendall, 1992; Gierlowski-Kordesch y Rust, 1994; Gibert *et al.*, 2007; Martín-Puertas *et al.*, 2008; Morellón *et al.*, 2008; Ortí *et al.*, en prensa). La formación de sedimento laminado en lagos salinos se debe a fluctuaciones en la salinidad que causan que alterne la precipitación de distintos minerales. Así, durante intervalos de menor salinidad se forman láminas de minerales menos solubles y durante intervalos de mayor salinidad se acumulan láminas de minerales más solubles.

Cabe aquí mencionar que la composición química de la salmuera y, por tanto, la composición mineralógica de las evaporitas precipitadas a partir de ella pueden diferir ampliamente de unos lagos a otros. Esta importante variabilidad se debe a que la composición de la salmuera de los lagos salinos continentales depende de la composición de los aportes de agua que descargan en ellos, derivada a su vez de las litologías que haya atravesado y disuelto (Eugster y Hardie, 1978; Warren, 2006; Ortí, 2010a). Conviene señalar que el aporte y sedimentación de material clástico también puede producir depósitos laminados en lagos salinos.

Son varios los factores que facilitan la preservación de sedimento laminado en lagos salinos. En primer lugar, la alta salinidad de estos lagos hace que los organismos bioturbadores sean muy escasos o inexistentes (Gierlowski-Kordesch y Rust, 1994; Last y Vance, 1997; Pietras y Carroll, 2006). Además, las salinidades elevadas favorecen la estratificación química de la columna de agua y hacen que la densidad y viscosidad del agua sean altas, creando unas condiciones en las que el oleaje y las corrientes se atenúan a profundidades muy someras (Kendall, 1992). Por último, la producción de materia orgánica en ambientes salinos puede ser muy alta debido a que los organismos que consiguen adaptarse a estas condiciones no tienen competidores y pueden proliferar fácilmente (Smoot y Lowenstein, 1991; Ortí, 2010a). Además, a salinidades superiores a 200‰ la destrucción de la materia orgánica por parte de las bacterias sulfato-reductoras y metanogénicas está muy inhibida, preservándose una alta cantidad de materia orgánica (Ortí, 2010a). Estas condiciones de alta productividad y preservación de materia orgánica pueden dar lugar a condiciones disaeróbicas o anóxicas que impiden la presencia de organismos bioturbadores y facilitan la conservación de sedimento laminado.

A pesar de que se conocen y se han estudiado numerosos depósitos laminados formados en lagos salinos perennes de distintas profundidades y en lagos salinos efímeros, distinguir en el registro geológico los sedimentos laminados depositados en ambientes someros de los depositados en ambientes profundos es una tarea complicada puesto que sus características sedimentarias pueden ser muy parecidas. Los lagos salinos pueden presentar cuatro tipos de sedimentos evaporíticos distintos que pueden alternar con facies no evaporíticas como sedimentos carbonáticos o siliciclásticos:

- “Acúmulos” de fondo (*cumulates*, Fig. 3.2.A). Se trata de cristales nucleados en el seno de la masa de agua y en la interfase agua-aire que decantan cuando adquieren un tamaño y peso suficientes o son agitados por las olas (Smoot y Lowenstein, 1991; Kendall, 2010). En zonas profundas de lagos estratificados, los acúmulos producen finas láminas lateralmente muy continuas. En ambientes someros, estos acúmulos suelen formar laminación más gruesa e irregular, que puede estar preservada gracias a tapices microbianos, o capas de evaporitas masivas (Smoot y Lowenstein, 1991).
- Costras evaporíticas o “sobrecrecimientos” de fondo (Fig. 3.2.A). Se trata de evaporitas precipitadas sobre la superficie del sedimento. Estas costras suelen desarrollarse mejor en lagos salinos efímeros y en las zonas someras de lagos salinos perennes (Smoot y Lowenstein, 1991).
- Depósitos detríticos. Los depósitos evaporíticos pueden ser retrabajados por el oleaje en zonas someras de lagos salinos y mediante procesos de *slumps*, *debris flows* y corrientes de turbidez en zonas más profundas inestables gravitacionalmente (Smoot y Lowenstein, 1991). Debido a su solubilidad relativamente baja, el yeso es uno de los minerales evaporíticos que mejor tolera el transporte (Ortí, 2010a).
- Crecimientos intersticiales (Fig. 3.2.A). En el seno de un sedimento encajante pueden precipitar cristales

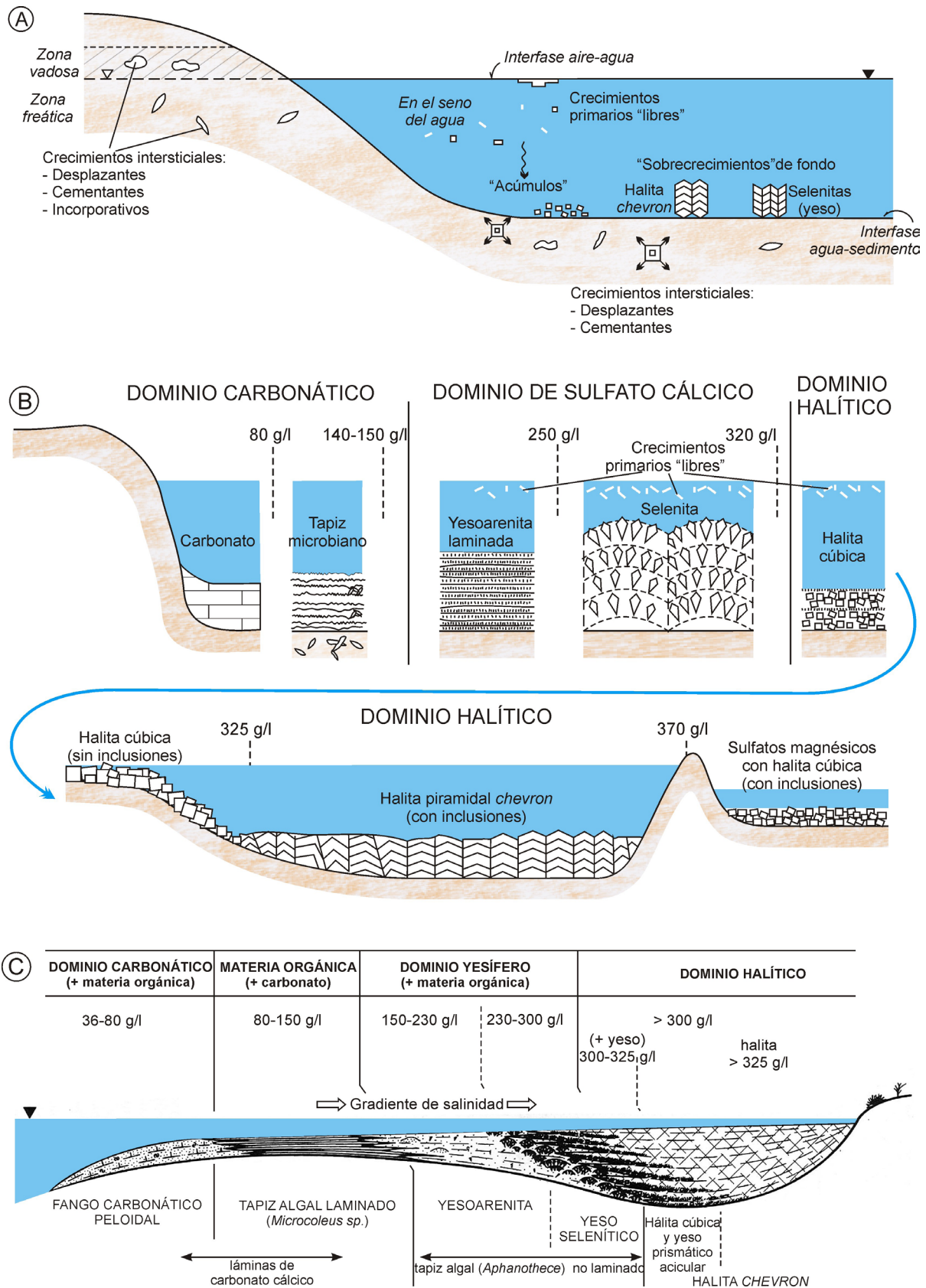


Fig. 3.2.A. Principales lugares de cristalización de las fases evaporíticas y tipos de crecimientos asociados (modificado de Ortí, 2010a). **B.** Litofacies evaporíticas en las salinas marítimas mediterráneas situadas entre Alicante y Almería (modificado de Ortí, 2010b). Cabe destacar que los depósitos de carbonato están compuestos fundamentalmente de pellets fecales producidos por larvas de quironómidos principalmente. Las láminas microbianas alternan con láminas carbonáticas o detríticas, y con algunas láminas de yeso microcristalino. **C.** Facies sedimentarias de las salinas costeras mediterráneas españolas, idealizadas como una secuencia horizontal desarrollada en la zona de borde de una cuenca halítica somera. El espesor representado en esta figura para cada una de las facies es comparable al que se da en las salinas de Santa Pola. (Modificado de Ortí et al., 1984).

de minerales evaporíticos que desplazan, incorporan o cementan dicha matriz encajante. Estos crecimientos intersticiales pueden darse en cualquier ambiente independientemente de su profundidad, siempre y cuando la salmuera intersticial esté sobresaturada en el mineral correspondiente (Smoot and Lowenstein, 1991; Ortí, 2010a; Warren, 2006).

Los acúmulos de fondo y los depósitos detríticos causados por *slumps*, *debris flows* y corrientes de turbidez son las facies evaporíticas más abundantes en ambientes lacustres salinos profundos, mientras que en ambientes someros predominan las costras evaporíticas y las evaporitas intersticiales (Smoot y Lowenstein, 1991). Sin embargo, los cuatro tipos de evaporitas pueden darse tanto en ambientes someros como en profundos y, por tanto, su presencia o ausencia, no es diagnóstica de la profundidad de sedimentación.

3.2. Depósitos laminados en salinas costeras

Las salinas costeras son cuerpos de agua relativamente estables, de kilómetros a decenas de kilómetros de tamaño y de poca profundidad (de decenas de cm a pocos m), compuestos por salmueras a diferentes concentraciones y en los que la sedimentación es de carácter fundamentalmente subacuático (Warren, 1982, 1991, 2006; Kendall, 1992; Ortí, 2010a). Estos cuerpos de agua costeros están parcial o completamente aislados superficialmente del mar (Handford, 1991; Kendall, 1992; Warren, 2006), permitiendo que los procesos de evaporación tengan un efecto importante sobre la salinidad del medio. La principal entrada de agua y solutos en las salinas procede del mar (Warren, 1991, 2006; Ortí, 2010a), comúnmente vía filtraciones subterráneas y ocasionales entradas de agua marina superficiales (p. ej. salinas de la costa sur y oeste de Australia, Warren, 1982, 2006, Warren y Kendall, 1985; Solar Lake, Aharon *et al.*, 1977, Gavish, 1980, Warren, 2006; y Ras Muhammad Pool, Gavish, 1980, Kushnir, 1981) y más raramente vía un estrecho y largo canal estuarino (p. ej. Khor el Aadid en el Golfo Pérsico, Perthuisot y Jauzein, 1978; Bocana de Virrila en Perú, Morris y Dickey, 1957; Brantley *et al.*, 1984). Las salinas también pueden recibir aportes de agua dulce por medio de escorrentía superficial, descargas de aguas subterráneas o precipitaciones (Warren, 1982, 1991).

Los procesos sedimentarios que se dan en las salinas costeras y los depósitos que se forman son similares a los de los lagos salinos (Handford, 1991; Kendall, 1992). Los depósitos laminados constituyen una de las facies más típicas de las salinas costeras (Kushnir, 1981; Warren, 1982, 1991, 2006; Warren y Kendall, 1985; Ortí, 2010a) y están compuestos por láminas de carbonatos y evaporitas del tipo acúmulos, sobrecrecimientos de fondo y clásticas (formadas por corrientes producidas por el oleaje, viento, tormentas o mareas vivas). También precipitan evaporitas intersticiales en el seno del sedimento encajante (p. ej. Perthuisot y Jauzein, 1978; Gavish 1980; Kushnir, 1981; Orszag-Sperber *et al.*, 2001). Como en el caso de los lagos salinos, el desarrollo de sedimento laminado en las salinas costeras se debe fundamentalmente a fluctuaciones en la salinidad del agua que causan la precipitación alternante de minerales de distintas solubilidades. La preservación de este sedimento laminado está relacionada con las altas salinidades, la estratificación de las aguas y las altas tasas de acumulación de materia orgánica que se pueden dar en las salinas y que inhiben la presencia o abundancia de organismos bioturbadores y atenúan la acción de las corrientes en el fondo sedimentario.

Conviene destacar dos diferencias importantes de los depósitos de salinas costeras respecto a los depósitos de lagos salinos. En primer lugar, dado que la composición de las evaporitas precipitadas depende de la composición del

agua en la salina y que ésta deriva fundamentalmente del agua marina, los precipitados minerales de las salinas siguen una secuencia predecible (Fig. 3.2.B, C). En primer lugar, precipita carbonato cálcico, a medida que la salmuera continúa concentrándose precipita yeso, después halita y, por último, sales de potasio-magnesio (Warren, 2006; Ortí, 2010a). La variedad de minerales evaporíticos precipitados a partir del agua del mar es típicamente menor que en lagos salinos continentales, donde la composición de la salmuera puede ser mucho más variable (Hardie y Eugster, 1970; Hardie, 1984; Kendall, 1992; Warren, 2006). Por otro lado, el nivel del agua en las salinas costeras está fuertemente ligado al nivel del agua del mar, lo que hace que las salinas sean menos susceptibles a cambios de nivel del agua a corta escala de tiempo (anual o menor) que los lagos salinos continentales (Warren, 1991).

La interpretación de depósitos laminados antiguos como formados en salinas costeras puede resultar complicada en determinadas sucesiones por dos motivos. Por una parte, puede resultar difícil reconocer que se trata de depósitos precipitados a partir de salmueras de origen marino. El hecho de que los procesos sedimentarios que se dan en las salinas costeras y en los lagos salinos continentales sean similares, y el hecho de que la composición mineralógica de las evaporitas precipitadas a partir del agua marina también se pueda obtener a partir de salmueras continentales (Eugster y Hardie, 1978; Warren, 2006; Ortí, 2010a), no ayudan a identificar si se trata de sedimentos costeros o continentales. Asimismo, la ausencia de fósiles que se da en muchas sucesiones de salinas, debido a las altas concentraciones de la salmuera y al aislamiento superficial del mar abierto, dificulta el reconocimiento de la influencia marina en estos depósitos. Si a esto se añade que en las zonas adyacentes de la cuenca sedimentaria estudiada puede no haberse reconocido tampoco influencia marina (bien porque contiene depósitos costeros en los que la influencia marina no resulta obvia o bien porque únicamente han quedado preservados los depósitos continentales relacionados lateralmente con los sedimentos de la salina), la interpretación de los depósitos laminados evaporíticos como formados en un cuerpo de agua costero se complica enormemente.

Por otra parte, los depósitos laminados formados en salinas costeras comúnmente no presentan evidencias claras que permitan interpretar fácilmente la profundidad del ambiente sedimentario (Warren, 1991). Algunas salinas pueden desecarse periódicamente y, en ese caso, podrán desarrollar estructuras sedimentarias indicativas de exposición subaérea. Sin embargo, los sedimentos de muchas salinas costeras se forman en condiciones permanentemente subacuáticas de manera que establecer su carácter somero resulta tan complicado como en el caso de los lagos salinos perennes.

3.3. Depósitos laminados en llanuras mareales carbonáticas

Las llanuras mareales carbonáticas son ambientes de baja energía y bajo gradiente topográfico en los que se acumula generalmente sedimento de grano fino procedente de la fábrica submareal de producción de carbonatos (p. ej. James, 1979; Pratt *et al.*, 1992; Pratt, 2010). Los sistemas de llanuras de marea se organizan en tres zonas principales: supramareal, intermareal y submareal (Fig. 3.3). Dentro de estas tres zonas, se pueden formar y preservar depósitos laminados en la zona supramareal y frecuentemente también en la intermareal, mientras que en la zona submareal la intensa actividad de los organismos bioturbadores impide que se conserve la laminación.

El sedimento laminado típico de la zona intermareal se caracteriza por una alternancia de láminas de arena y limo carbonático con estratificación cruzada de pequeña escala, y de láminas de fango carbonático, que da lugar a estratificación *flaser*, ondulada y lenticular (p. ej. Demicco y Hardie, 1994; Pratt, 2010). Esta estratificación es el

resultado de la alternancia de episodios de tracción por corrientes mareales y episodios de decantación durante el repunte de marea. La preservación del sedimento laminado en la zona intermareal depende de la actividad de los organismos bioturbadores (Tucker y Wright, 1990; Pratt, 2010). En llanuras mareales de sistemas áridos hipersalinos la escasez de fauna permite que la laminación de los depósitos intermareales quede preservada. En cambio, en las llanuras mareales de salinidad normal los depósitos de la zona intermareal suelen estar intensamente bioturbados y solamente en las zonas altas, que quedan expuestas más frecuentemente, la laminación se puede preservar.

En las zonas supramareal e intermareal alta, los depósitos laminados constituyen una de las facies más típicas. Los depósitos laminados de estas zonas están generalmente compuestos por fango carbonático y arena fina, fundamentalmente peloidal (Hardie y Ginsburg, 1977; Wanless *et al.*, 1988; Wright y Burchette, 1996). Las láminas de sedimento más grueso presentan comúnmente aspecto gradado o estratificación cruzada de pequeña escala (Shinn, 1983; Mitchell, 1985; Wright y Burchette, 1996). Los depósitos laminados de las zonas supramareal e intermareal alta son generalmente el resultado de aportes de sedimento desde la zona submareal hasta la zona supramareal, principalmente durante episodios de tormenta, seguidos comúnmente de la fijación de este sedimento por tapices microbianos (Hardie y Ginsburg, 1977; Wanless *et al.*, 1988; Wright y Burchette, 1996; Tucker y Wright, 1990). La preservación del sedimento laminado en esta zona está ligada a la ausencia/escasez de organismos bioturbadores (Shinn, 1983; Tucker y Wright, 1990; Pratt, 2010). Las condiciones de exposición subaérea predominantes y las importantes fluctuaciones de salinidad y temperatura que se dan en las zonas supramareal e intermareal alta causan unas condiciones ecológicas estresantes que inhiben la presencia de organismos bioturbadores y hacen que estas zonas sean las áreas de las llanuras mareales carbonáticas más favorables para la preservación de sedimento laminado. La presencia de plantas también es restringida en estas zonas, especialmente en llanuras mareales áridas, lo que suele impedir que las raíces sean suficientemente abundantes como para destruir las estructuras sedimentarias. Aunque la laminación no suele verse alterada por la bioturbación, sí que está interrumpida comúnmente por grietas de desecación producidas durante la exposición subaérea y también se pueden formar *tepees* (Shinn, 1983; Tucker y Wright, 1990; Demicco y Hardie, 1994; Wright y Burchette, 1996; Pratt, 2010). Asimismo, en ambientes áridos (Fig. 3.3.A), la precipitación de evaporitas intersticiales entre las láminas de tapices microbianos puede destruir la laminación original del sedimento (Shearman, 1978; Butler *et al.*, 1982; Tucker y Wright, 1990).

Aunque teóricamente la identificación de depósitos laminados formados en llanuras mareales carbonáticas no debería resultar complicada (Pratt, 2010), gracias a la presencia de fósiles e icnofósiles marinos y de abundantes evidencias de exposición subaérea, determinadas sucesiones pueden resultar difíciles de interpretar. Una de las principales dificultades en la interpretación de estos depósitos es que las condiciones ecológicamente estresantes de la zona supramareal e intermareal alta pueden causar que apenas haya organismos que habiten estos ambientes (Pratt, 2010), entorpeciendo la identificación del carácter costero de los sedimentos. Estos ambientes estresantes únicamente son colonizados por tapices microbianos que, aunque típicos de ambientes de llanura mareal, no son diagnósticos de este medio sedimentario ya que también son comunes en salinas costeras (p. ej. Gavish, 1980; Kushnir, 1981; Perthuisot y Jauzein, 1978; Gerdes *et al.*, 2000) o lagos (p. ej. Halley, 1976; Dean and Fouch, 1983; Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010), dificultando aún más la interpretación. Por otra parte, la abundancia de grietas de desecación y la presencia de evaporitas intersticiales precipitadas en la zona vadosa de la columna de sedimento, como yeso o anhidrita nodular a enterolítica, son características útiles para diferenciar los depósitos de llanuras mareales de los sedimentos de las salinas costeras (Shinn, 1983; Warren y Kendall, 1985; Tucker y Wright, 1990; Demicco y Hardie, 1994), pero no sirven para diferenciarlos de depósitos de lagos efímeros, puesto que estas características también son habituales en ellos (p.ej. Lowenstein y Hardie, 1985; Smoot and Lowenstein, 1991; Ortí, 2010a; Warren, 2006). Además, uno de los componentes principales de muchos depósitos laminados inter- y

supramareales, los granos peloidales, también son muy abundantes en lagos salinos (Smoot y Lowenstein, 1991; Warren, 2006; Martín-Puertas *et al.*, 2008).

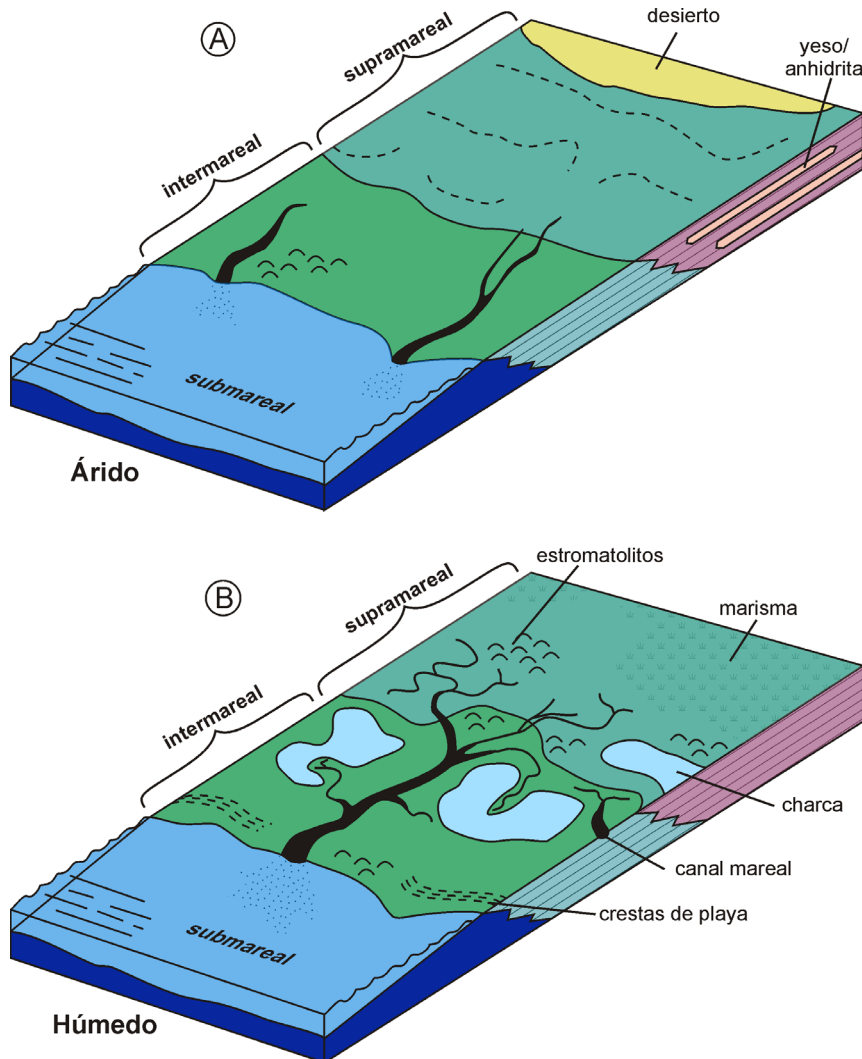


Fig. 3.3. Bloques diagrama que muestran los principales elementos morfológicos de las llanuras mareales carbonáticas (traducido de Pratt, 2010). **A.** Llanuras mareales de climas áridos según el modelo de sabkha de la costa meridional del Golfo Pérsico. **B.** Llanuras mareales de climas húmedos según el modelo de la zona occidental de la Isla de Andros (Bahamas).

3.4. Los depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala

El Grupo Oncala se caracteriza en la zona oriental de la cuenca de Cameros por estar formado por depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos esencialmente (Fig. 3.4, 3.5), que pasan lateralmente hacia el oeste a los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales descritos en el capítulo 2 y en el artículo de Quijada *et al.* (en prensa b). Estos depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos se extienden, en la parte inferior del Grupo Oncala, desde el extremo oriental de la cuenca de Cameros hacia el oeste hasta aproximadamente la localidad de Cerbón (Fig. 3.4), y progresivamente se van haciendo más extensivos hacia el oeste, llegando incluso hasta el área de Villoslada de

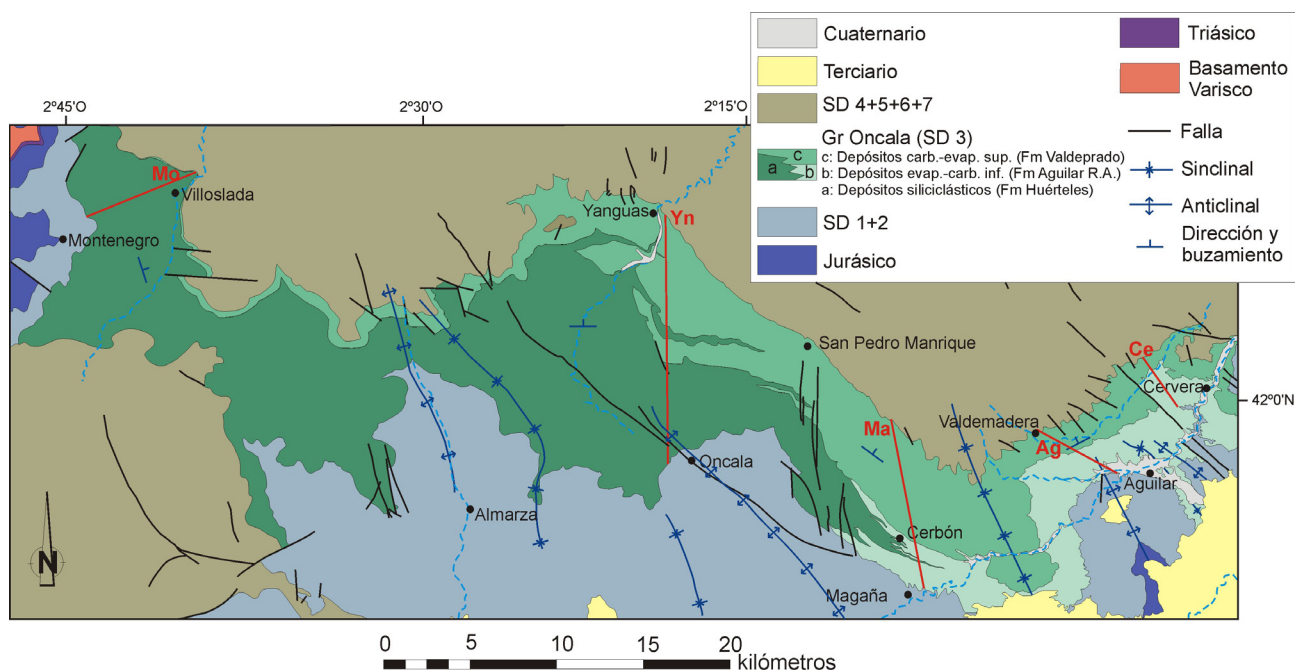


Fig. 3.4. Mapa geológico del Grupo Oncala. Nótese que los depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala se extienden desde el extremo este de la cuenca de Cameros hasta aproximadamente la localidad de Cerbón en la parte inferior de la unidad y, hacia techo, se van haciendo más extensivos hacia el oeste. Las líneas rojas indican la localización de las columnas estratigráficas del Grupo Oncala completo de base a techo (Mo = columna de Montenegro, Yn = columna de Yanguas, Ma = columna de Magaña, Ag = columna de Aguilar, Ce = columna de Cervera).

Cameros hacia techo (Fig. 3.4, 3.5). Una de las características más representativas de estos depósitos carbonáticos y evaporíticos laminados es la homogeneidad de sus facies (Fig. 3.6), tanto lateralmente, ya que no cambian a lo largo de decenas de kilómetros, como en la vertical, puesto que en el área depocentral del Grupo Oncala (situada en la zona de Aguilar del Río Alhama, Fig. 3.5) se han registrado hasta 2500 m de sedimentos monótonos laminados. La interpretación sedimentológica de estos depósitos plantea varios problemas, como son la dificultad para encontrar criterios que permitan establecer la profundidad del ambiente deposicional en el que se formaron o la complejidad que supone determinar si se formaron en un ambiente puramente continental o tenían influencia marina. Para dar respuesta a estas preguntas, en el presente capítulo, se realiza un estudio detallado de los depósitos carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala.

Una parte importante de los depósitos carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala ha sido estudiada en el artículo de Quijada *et al.* (2013a), centrado en el estudio sedimentológico de los depósitos de la Formación Valdeprado del área oriental de la cuenca (columna de Aguilar) y en la interpretación de la profundidad del ambiente sedimentario en el que dichos depósitos se sedimentaron, y en el artículo de Quijada *et al.* (en prensa a), dedicado a las brechas carbonáticas del Grupo Oncala y su comparación con los depósitos de la parte inferior de la sección de Cervera, incluidos en los apartados 3.4.6 y 3.4.7, respectivamente. Sin embargo, en el presente capítulo, se amplía y complementa la información presentada en estos artículos con los datos obtenidos a partir de todas las secciones del Grupo Oncala estudiadas, lo que ha permitido diferenciar más facies sedimentarias, reconocer las variaciones sedimentológicas laterales y verticales que muestran los depósitos del Grupo Oncala, y definir las distintas asociaciones y subasociaciones de facies presentes en esta unidad. Además, en este capítulo se presentan e interpretan los datos de isótopos de carbono y oxígeno en carbonatos, azufre en yesos y estroncio en carbonatos y yesos. Con todo ello, se realiza una reconstrucción paleoambiental más completa que la presentada en Quijada *et al.* (2013a), y se interpretan las diferencias petrográficas de los depósitos evaporíticos en las distintas zonas de la cuenca.

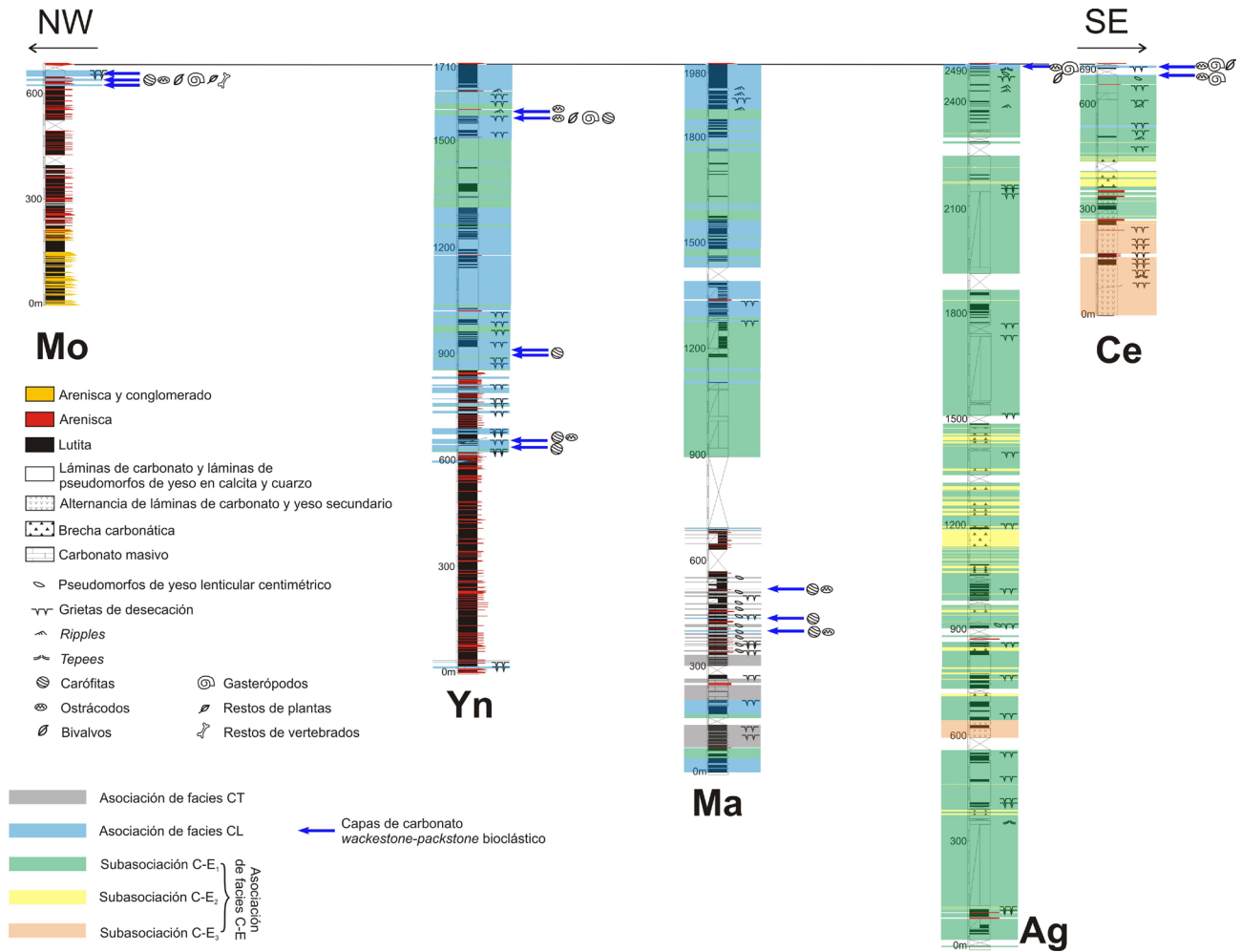


Fig. 3.5. Secciones estratigráficas sintéticas del Grupo Oncala completo de base a techo (Mo = columna de Montenegro, Yn = columna de Yanguas, Ma = columna de Magaña, Ag = columna de Aguilar, Ce = columna de Cervera) en las que se han coloreado las distintas asociaciones de facies carbonáticas y evaporíticas. Los tramos sin colorear corresponden a las facies siliciclásticas o tramos cubiertos. Obsérvese que la asociación de facies CT aparece en las zonas central y occidental de la cuenca, intercalada entre depósitos siliciclásticos, la asociación CL aparece en las zonas central y occidental de la cuenca, y la asociación C-E está presente en las zonas central y oriental. La asociación CL contiene capas de carbonato wackestone-packstone bioclástico únicamente en capas adyacentes a, o intercaladas con, los depósitos siliciclásticos (donde contiene ostrácodos y carófitas), y en los metros superiores del Grupo Oncala de todas las secciones (donde incluye ostrácodos, gasterópodos y bivalvos, y también restos de plantas y vertebrados en la columna de Montenegro). La asociación de facies C-E1 predomina en la zona oriental de la cuenca. La subasociación C-E2 está presente en la zona oriental de la cuenca (secciones de Aguilar y Cervera), especialmente en la mitad inferior del Grupo Oncala. La subasociación C-E3 se localiza en la parte inferior de la columna de Cervera y en unos pocos metros de la parte inferior de la columna de Aguilar. Nótese que las grietas de desecación son más abundantes en los depósitos adyacentes o intercalados con los depósitos siliciclásticos, y en los metros superiores del Grupo Oncala. En la columna de Cervera las grietas de desecación son muy abundantes a lo largo de toda la sección.

Los depósitos carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala se han estudiado en las columnas estratigráficas de Cervera, Aguilar y Magaña, en la mitad superior de la columna de Yanguas, y en los últimos metros de la sección de Montenegro (Fig. 3.5, anexos 2-5). Este estudio ha permitido diferenciar 11 facies distintas (tabla 3.1): láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1), láminas de carbonato *mudstone* (facies 2), estromatolitos (facies 3), láminas de carbonato peloidal (facies 4), lutitas (facies 5), carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos (facies 6), carbonato *wackestone-packstone* bioclástico (facies 7), láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo (facies 8), láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala (facies 9), brechas carbonáticas (facies 10) y láminas de yeso secundario (facies 11). Estas facies se agrupan en tres asociaciones diferentes (tabla 3.1): asociación de facies de carbonatos laminados (CL), asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados (C-E), y asociación de facies de capas tabulares de dolomía intercaladas con los depósitos siliciclásticos (CT, descrita e interpretada en el apartado 2.3.3).



Fig. 3.6. Fotografía de campo que muestra el aspecto laminado monótono que caracteriza los depósitos carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala. Martillo de escala en la parte inferior de la fotografía.

Varias de las facies del Grupo Oncala están presentes en varias asociaciones de facies, mientras que otras facies aparecen exclusivamente en una de ellas (tabla 3.1). Así, las facies de estromatolitos (facies 3), de láminas de carbonato peloidal (facies 5) y de carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos (facies 6) están presentes en las tres asociaciones de facies (tabla 3.1). Las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1), las láminas de carbonato *mudstone* (facies 2) y las lutitas (facies 5) están presentes tanto en la asociación de carbonatos laminados CL, como en la asociación de carbonatos y evaporitas laminados C-E (tabla 3.1). En cambio, la facies de carbonato *wackestone-packstone* bioclástico (facies 7) es exclusiva de la asociación de carbonatos laminados CL (tabla 3.1), y las facies de láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo (facies 8), de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala (facies 9), de brechas carbonáticas (facies 10) y de láminas de yeso secundario (facies 11) están presentes únicamente en la asociación de carbonatos y evaporitas laminados C-E (tabla 3.1).

En cuanto a la distribución espacial de las distintas asociaciones de facies carbonáticas y evaporíticas, la asociación de carbonatos laminados (CL) está presente en el área central del Grupo Oncala (columnas de Yanguas y, en menor medida, de Magaña, Fig. 3.5), y se relaciona lateralmente hacia el oeste con los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales descritos en el capítulo 2, y hacia el este, con la asociación de carbonatos y evaporitas laminados C-E (Fig. 3.5). La asociación de carbonatos y evaporitas laminados (C-E) está presente en la zona oriental de la cuenca (columnas de Cervera y Aguilar, Fig. 3.5) y, en menor medida, en la zona central de la cuenca (columnas de Magaña y mitad superior de la columna de Yanguas, Fig. 3.5). Esta asociación de facies C-E pasa hacia el oeste a las asociaciones de facies CL y CT (Fig. 3.5). La asociación de capas tabulares de dolomía (CT) únicamente aparece intercalada entre los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales (columnas de Yanguas y Magaña, Fig. 3.5), por lo que se ha descrito en el capítulo 2 junto con los depósitos siliciclásticos con los que se relaciona (apartado 2.3.3).

En los próximos apartados se describen las asociaciones de facies de carbonatos laminados (CL) y de carbonatos y evaporitas laminados (C-E), y se describen e interpretan las facies que las componen. Seguidamente, se interpretan los ambientes sedimentarios en los que se formaron estas asociaciones de facies. Posteriormente, se presentan e interpretan los datos isotópicos obtenidos de estos depósitos. Finalmente, combinando toda esta información, se interpreta el sistema deposicional en el que se formaron los depósitos carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala.

Tabla 3.1. Facies carbonáticas y evaporíticas del Grupo Oncala, y asociaciones de facies que las contienen. La asociación de facies CT (descrita en el apartado 2.3.3) aparece únicamente intercalada con los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales, mientras que las asociaciones de facies CL y C-E se localizan en áreas al este de los depósitos siliciclásticos.

		ASOCIACIÓN CT	ASOCIACIÓN CL	ASOCIACIÓN C-E		
				Subasociación C-E ₁	Subasociación C-E ₂	Subasociación C-E ₃
Facies 7. Carbonato <i>wackestone-packstone</i> bioclástico			✓			
Facies 1. Láminas gradadas de carbonato limo-arenoso			✓	✓	✓	✓
Facies 2. Láminas de carbonato <i>mudstone</i>			✓	✓	✓	✓
Facies 3. Estromatolitos		✓	✓	✓	✓	✓
Facies 4. Láminas de carbonato peloidal		✓	✓	✓	✓	✓
Facies 5. Lutitas			✓	✓	✓	✓
Facies 6	Carbonato <i>mudstone-wackestone</i> de ostrácodos		✓	✓	✓	✓
	Limo-arenoso	✓				
Facies 8. Láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo				✓	✓	
Facies 9. Láminas de arenita con estratificación cruzada de pequeña escala				✓	✓	
Facies 10. Brechas carbonáticas					✓	
Facies 11. Láminas de yeso secundario						✓

3.4.1. Asociación de facies CL. Carbonatos laminados

Esta asociación de facies está presente en la zona central del Grupo Oncala, concretamente en la parte media y superior de la columna de Yanguas, en la parte inferior y mitad superior de la columna de Magaña, y en los últimos metros de las columnas de Montenegro, Aguilar y Cervera (Fig. 3.5, anexos 2-5). La asociación de facies de carbonatos laminados (CL) pasa lateralmente hacia el oeste a los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales descritos en el capítulo 2 y, hacia el este, a la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados C-E (Fig. 3.5).

Esta asociación de facies (tabla 3.1) está constituida por seis facies carbonáticas predominantemente dolomíticas pero algunos niveles compuestos por mosaicos de calcita microesparítica (Fig. 3.7) —facies 1 de láminas gradadas de carbonato limo-arenoso, facies 2 de láminas de carbonato *mudstone*, facies 3 de estromatolitos, facies 4 de láminas de carbonato peloidal, facies 6 de carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos y facies 7 de carbonato

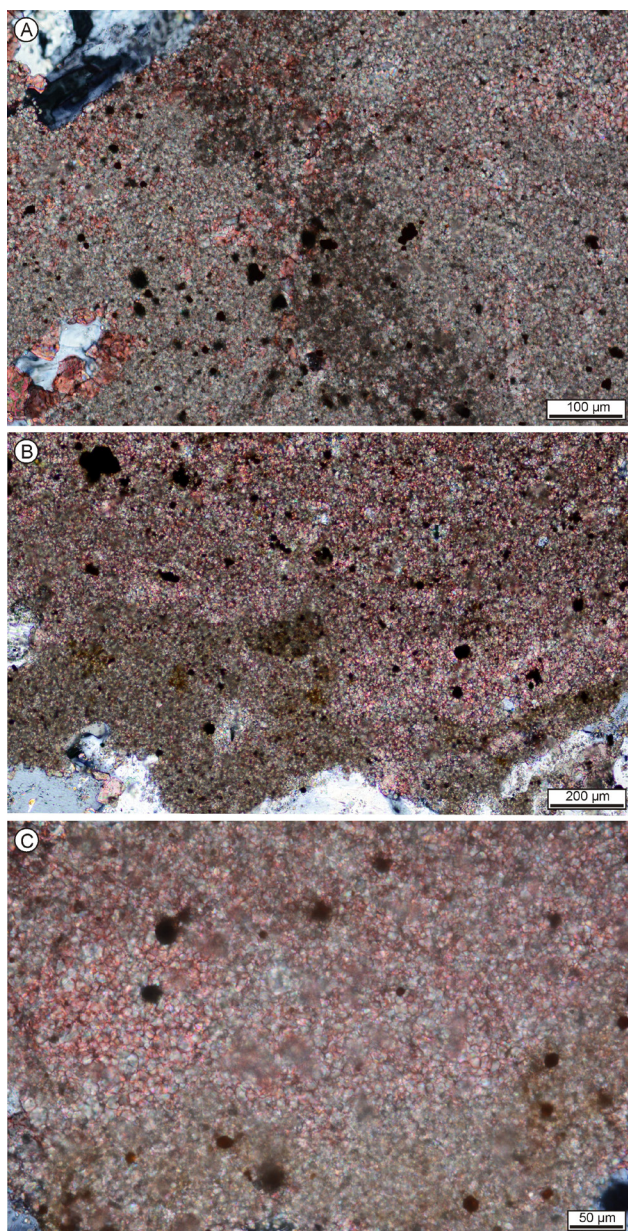


Fig. 3.7. Fotografías realizadas con el microscopio de luz transmitida de láminas de carbonato micrítico teñidas con alizarina roja S, lo que permite distinguir la dolomicrita (sin teñir) de la calcita microesparítica (teñida de rojo). **A.** Lámina de dolomicrita parcialmente reemplazada por calcita (calcitizada). **B.** Lámina compuesta originalmente por dolomicrita (preservada en la parte inferior de la lámina) que ha sido reemplazada por calcita en gran medida (parte superior de la lámina). **C.** Lámina compuesta fundamentalmente por calcita microesparítica en la que aún se conservan zonas de dolomicrita (parte inferior). Obsérvese el mayor tamaño de los cristales de calcita microesparítica que de dolomicrita.

granos detríticos, así como su tamaño de grano, es mayor en las láminas intercaladas con, o adyacentes a, los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales del Grupo Oncala (Fig. 3.5).

Algunas láminas gradadas limo-arenosas presentan a techo grietas de retracción (Fig. 3.8.D), que pueden cortar una o varias láminas de sedimento, y que comúnmente aparecen a techo de numerosas láminas consecutivas. Las grietas muestran forma de “v” en sección y varían entre menos de 1 mm y 3 cm de profundidad, y menos de 1

wackestone-packstone bioclástico—, y una facies de lutitas —facies 5—, que alternan entre sí sin mostrar una secuencialidad apreciable. Tanto las facies carbonáticas como la facies de lutitas, se caracterizan por presentar aspecto laminado y, en muchos niveles, por ser de color muy oscuro, o incluso negras, y desprender un olor fétido al partirlas. Mantilla-Figueroa (1999) y Omodeo-Salè *et al.* (en revisión) han encontrado bitumen sólido en estos niveles negros.

A continuación, se describen e interpretan las facies que componen la asociación de facies de carbonatos laminados CL y, posteriormente, se interpreta el ambiente deposicional en el que se formó esta asociación de facies.

3.4.1.a. Facies 1. Láminas gradadas de carbonato limo-arenoso

Descripción

Las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (Fig. 3.8.A, B) presentan generalmente espesores submilimétricos a milimétricos pero ocasionalmente pueden alcanzar varios centímetros. La base de estas láminas suele ser irregular y comúnmente es ligeramente erosiva. En la parte inferior de las láminas se acumulan granos clásticos, de tamaño limo a arena fina, compuestos por fragmentos de ostrácodos, cuarzo, mica, y escasos fragmentos de carófitas, bivalvos, gasterópodos y restos de vertebrados y plantas. Algunas de estas láminas contienen intraclastos alargados poco redondeados de hasta 6 cm de largo compuestos de carbonato *mudstone* (Fig. 3.8.C). Hacia la parte superior de la lámina, el tamaño y abundancia de los granos detríticos disminuye y pasa a carbonato *mudstone* masivo. La proporción de

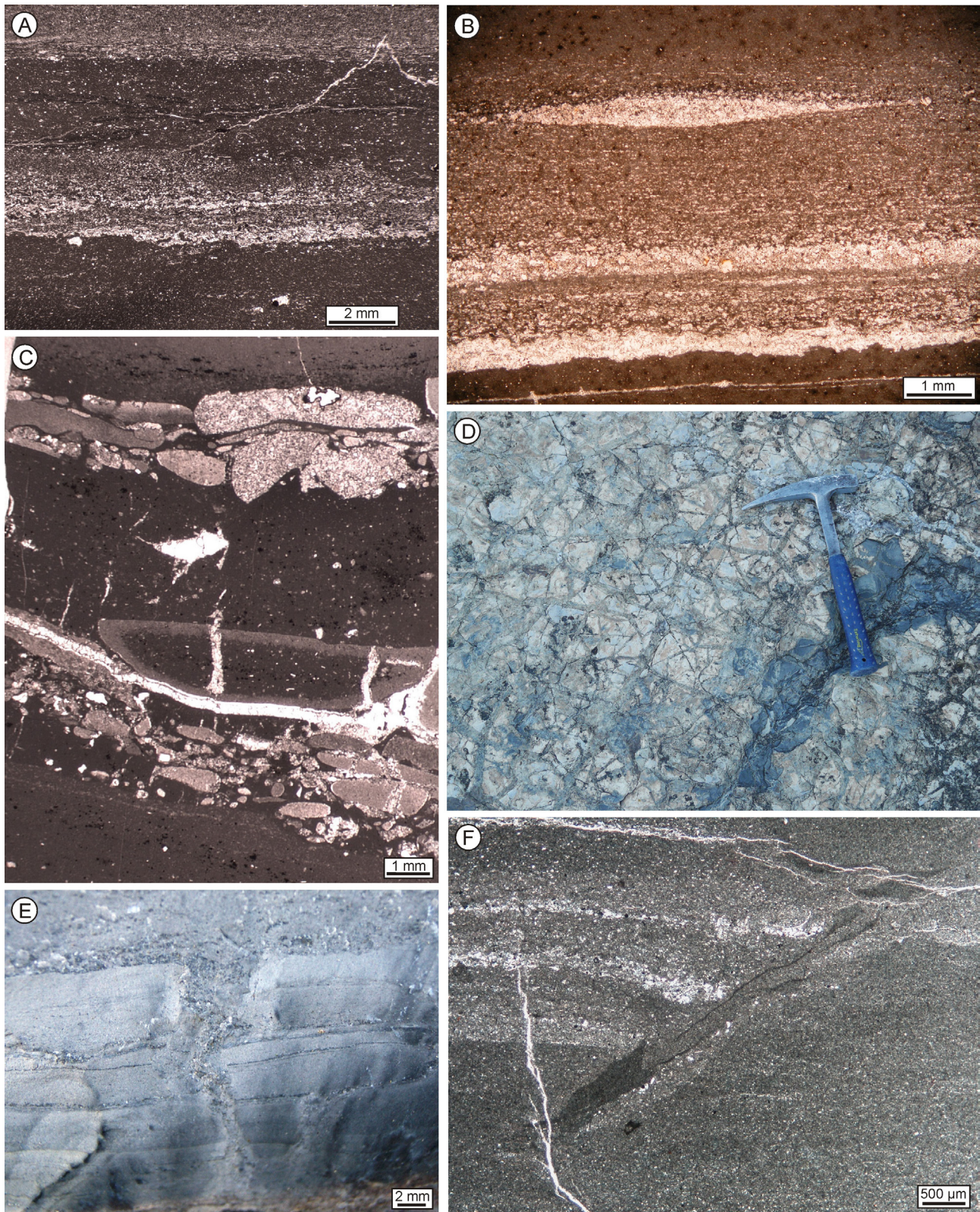


Fig. 3.8. **A.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de tres láminas gradadas de carbonato limo-arenoso. **B.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de tres láminas gradadas de carbonato limo-arenoso. Obsérvese la base ligeramente erosiva y cóncava que presenta la lámina superior. **C.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de intraclastos compuestos de carbonato mudstone acumulados en la base de láminas gradadas de carbonato limo-arenoso. **D.** Fotografía de campo del techo de una lámina gradada de carbonato limo-arenoso con grietas de retracción. Obsérvese que las grietas están conectadas entre sí formando polígonos centimétricos bien desarrollados. **E.** Fotografía de campo de una grieta de retracción en sección. Nótese la forma de "v" y el relleno procedente de la lámina suprayacente que presenta. **F.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de varias láminas gradadas de carbonato limo-arenoso cortadas por una bioturbación.

mm y 2 cm de ancho. Están conectadas entre sí formando polígonos centimétricos bien desarrollados (Fig. 3.8.D), que pueden ser planos o ligeramente cóncavos hacia arriba. Las grietas están rellenas por sedimento estratificado de la misma composición que la lámina suprayacente, comúnmente carbonato *mudstone* limoso o *wackestone-packstone* de ostrácodos y/o peloides (Fig. 3.8.E). Estas grietas de desecación son más frecuentes en las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso intercaladas con los depósitos siliciclásticos (Fig. 3.5).

Algunas láminas gradadas limo-arenosas están bioturbadas (Fig. 3.8.F) presentando tubos subverticales y, menos frecuentemente, horizontales. Raramente también se observa nodulización y huellas de raíces poco desarrolladas en láminas adyacentes a, o intercaladas con, los depósitos siliciclásticos.

Algunas escasas láminas gradadas limo-arenosas de la parte superior de la columna de Magaña cercanas a, o intercaladas con, la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados C-E (Fig. 3.5, anexo 3) están deformadas por nódulos subesféricos de hasta 10 cm de tamaño dispuestos paralelos a la laminación (Fig. 3.9). Los nódulos están compuestos, desde el borde al núcleo, por dolomita, cuarzo microcristalino, cuarzo macrocristalino y calcita esparítica (Fig. 3.9.E). Los cristales de cuarzo macrocristalino y los de calcita esparítica contienen inclusiones de anhidrita. La morfología de los límites de algunos de los nódulos permite reconocer que los nódulos están formados por agregados de pseudomorfos de hábito comúnmente lenticular (Fig. 3.9.D) y raramente prismático ortorrómbico. En cambio, los bordes de otros nódulos no permiten distinguir el hábito de los cristales originales pero, en algunos de estos casos, se han podido reconocer fantasmas de cristales aciculares de menos de 400 μm de longitud (Fig. 3.9.C).

Interpretación

La composición y las estructuras de las láminas gradadas limo-arenosas indican que se trata de depósitos detríticos formados por la deceleración rápida de un flujo con alta carga de sedimento. Con la llegada de este flujo, el sedimento depositado anteriormente en el fondo era ligeramente erosionado y a medida que la corriente iba decelerando se depositaba la carga que llevaba, en primer lugar, los granos de mayor tamaño y progresivamente los de menor tamaño y el carbonato micrítico. Los granos de cuarzo y mica y los restos de vertebrados y plantas procedían probablemente de las áreas adyacentes siliciclásticas, como pone de manifiesto que sean más abundantes y su tamaño de grano sea mayor en las zonas cercanas a los depósitos siliciclásticos. En cambio el carbonato micrítico, los fragmentos de ostrácodos, carófitas, bivalvos y gasterópodos, y los intraclastos se habrían formado probablemente en el mismo cuerpo de agua, como sugiere la presencia de estos mismos componentes en las facies intercaladas con las láminas gradadas limoso-arenosas (v. apartados 3.4.1.b, 3.4.1.d, 3.4.1.f, 3.4.1.g). El hecho de que gran cantidad del sedimento depositado en las láminas gradadas limoso-arenosas proceda de láminas anteriormente depositadas en ese mismo cuerpo de agua parece sugerir que la formación de las láminas gradadas está estrechamente ligada a procesos de resuspensión, que pueden deberse a corrientes inducidas por el viento, oleaje, tormentas, mareas, *seiches* (ondas estacionarias producidas al tratar de recuperarse la horizontalidad de la superficie de un cuerpo de agua confinado, tras su perturbación por factores como viento, variaciones atmosféricas, mareas o actividad sísmica, v. Cuomo, 2013) y/o entrada de agua de escorrentía (Anderson, 1973; Dyer, 1986; Bengtsson y Hellström, 1992; Evans, 1994; Lindsay *et al.*, 1996; Shteinmann *et al.*, 1997; Morris y Howarth, 1998; Jin y Sun, 2007; Chao *et al.*, 2008; Renaut y Gierlowski-Kordesch, 2010; Carniello *et al.*, 2011; Keldermann *et al.*, 2012). Estos procesos causan la erosión del sedimento de grano fino del fondo que, al no estar compactado, se pone en suspensión fácilmente,

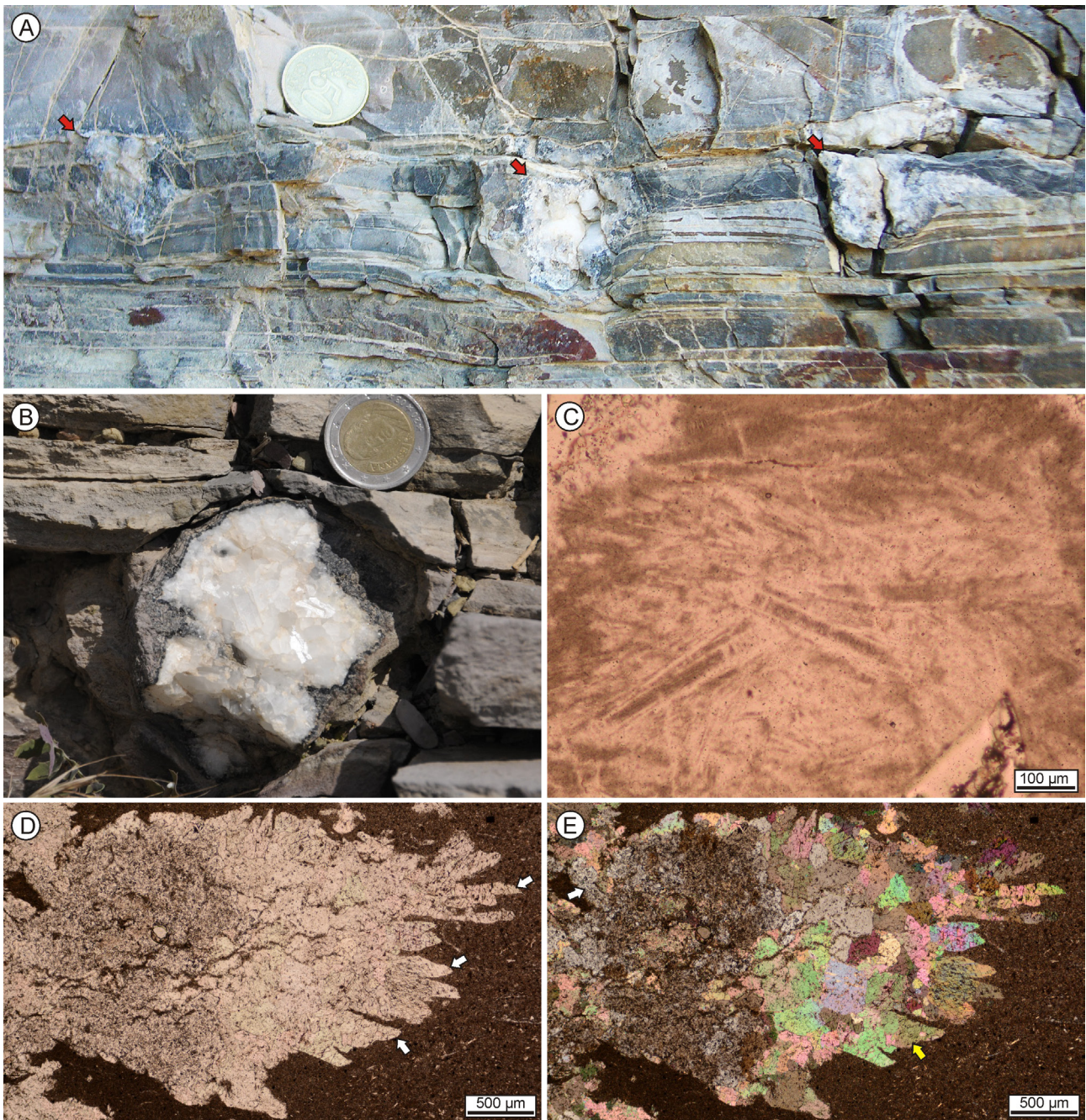


Fig. 3.9. **A.** Fotografía de campo de nódulos en cuarzo y calcita esparítica (flechas), que se interpretan como nódulos de sulfatos intersticiales. Obsérvese que están dispuestos paralelos a la laminación y que deforman la matriz de alrededor. **B.** Fotografía de campo de un nódulo subesférico de anhidrita en dolomita (cristales oscuros de la zona externa del nódulo), cuarzo (negro) y calcita esparítica (cristales blancos de la parte interna del nódulo). **C.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de los fantasmas de cristales aciculares (hábito característico de la anhidrita intersticial) presentes en el cuarzo del nódulo mostrado en la Fig. 3.9.B. **D.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de un nódulo subesférico en calcita y cuarzo (nícoles paralelos). Nótese la morfología lenticular (típica de yeso intersticial) de los cristales que componían originalmente estos nódulos (flechas). **E.** Misma imagen que la fotografía anterior pero con nícoles cruzados. Obsérvese que actualmente el nódulo está compuesto por cuarzo macrocristalino (flecha blanca) y calcita esparítica (flecha amarilla), ambos con gran cantidad de inclusiones de carbonato micrítico.

la distribución de ese material por la corriente, y la decantación cuando se restablecen las condiciones tranquilas (Bengtsson y Hellström, 1992; Jin y Sun, 2007).

Las grietas de retracción presentes a techo de algunas láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (Fig. 3.8.D, E) se interpretan como grietas de desecación porque presentan características típicas de este tipo de grietas,

como son la morfología en “v”, el desarrollo de patrones poligonales y el relleno estratificado (cf. Plummer y Gostin, 1981; Collinson y Thompson, 1982; Cowan y James, 1992; Demicco y Hardie, 1994; Tanner, 1998; Weinberger, 2001). La presencia de grietas de desecación en algunas láminas gradadas de carbonato limo-arenoso indica que los cuerpos de agua en los que se formaban estas láminas se desecaban ocasionalmente dejando el sedimento expuesto subaéreamente. Sin embargo, predominan ampliamente las láminas gradadas sin grietas de desecación lo que sugiere que la mayor parte del tiempo el sedimento permanecía bajo una lámina de agua.

Los nódulos subesféricos en calcita, cuarzo y dolomita que deforman escasas láminas gradadas de carbonato limo-arenoso de las zonas cercanas a la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados (C-E) se interpretan como nódulos de pseudomorfo de sulfatos. El hábito lenticular de gran parte de los pseudomorfos (Fig. 3.9.D) sugiere que originalmente los nódulos estaban compuestos por yeso de crecimiento intersticial, puesto que éste es el hábito típico de los yesos que crecen desplazativamente dentro del sedimento (Magee, 1991; Kendall, 1992; Ortí, 2010a). Sin embargo, los nódulos compuestos por pseudomorfos de morfología ortorrómbica o aciculares (Fig. 3.9.C) se interpretan como pseudomorfos de anhidrita intersticial, ya que éste es el hábito típico de la anhidrita precipitada en nódulos syndiagenéticos (Shearman y Fuller, 1969; Ciarapica et al., 1985; Warren, 2006). Además, la deformación de las láminas de carbonato que rodean a los nódulos (3.9.A) confirma que tanto los nódulos de yeso como los de anhidrita crecieron desplazando la matriz que los rodeaba. Estos nódulos son similares a los nódulos de yeso y de anhidrita que se forman actualmente en la zona vadosa (o freática alta en el caso de los yesos) de *sabkhas* costeras y llanuras salinas continentales (Ali y West, 1983; Warren, 1991, 2006; Alsharhan y Kendall, 2003; Kendall, 2010), lo que corrobora que las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso quedaban expuestas subaéreamente de forma esporádica. Además, la presencia de estos nódulos indica también que la salinidad de la salmuera intersticial de estas láminas podía alcanzar ocasionalmente condiciones de saturación en sulfato cálcico, debido probablemente a altas tasas de evaporación.

3.4.1.b. Facies 2. Láminas de carbonato mudstone

Descripción

Las láminas de carbonato *mudstone* (Fig. 3.10.A) están compuestas por dolomicrita con escasos granos de tamaño limo de cuarzo, carbonato y mica, y ostrácodos. Estas láminas muestran generalmente espesores submilimétricos a milimétricos, aunque raramente pueden formar capas de hasta 10 cm de espesor. Típicamente presentan base y techo planos y horizontales, aunque la base y el techo de algunas de estas capas se caracterizan por ser superficies arrugadas (Fig. 3.10.B). Las láminas de carbonato *mudstone* presentan, por lo general, un aspecto homogéneo pero ocasionalmente muestran textura micropeloidal o pueden contener moldes tubulares filamentosos, verticales, de 35-50 μm de diámetro (Fig. 3.10.C). Asimismo, las láminas de carbonato *mudstone* suelen contener abundantes pirritas framboidales dispersas en la micrita.

Muy ocasionalmente las láminas de carbonato *mudstone* muestran a techo grietas de retracción de entre 1 y 3 mm de ancho rellenas de calcita (Fig. 3.10.D, E). Estas grietas en planta se caracterizan por ser curvadas o en forma de huso, y por no formar polígonos regulares sino un entramado irregular en el que muchas grietas están desconectadas. En sección, las grietas son lenticulares o tienen forma de “v” y no superan los 3 mm de profundidad. Aparte de este tipo de grietas, algunas escasas láminas de carbonato *mudstone* presentan grietas de retracción como

las de las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (v. apartado 3.4.1.a).

Algunas escasas láminas de carbonato *mudstone* de la parte superior de la columna de Magaña cercanas a, o intercaladas con, la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados C-E (Fig. 3.5, anexo 3) están deformadas por nódulos subesféricos en calcita, cuarzo y dolomita idénticos a los observados en algunas láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (Fig. 3.9, v. apartado 3.4.1.a).

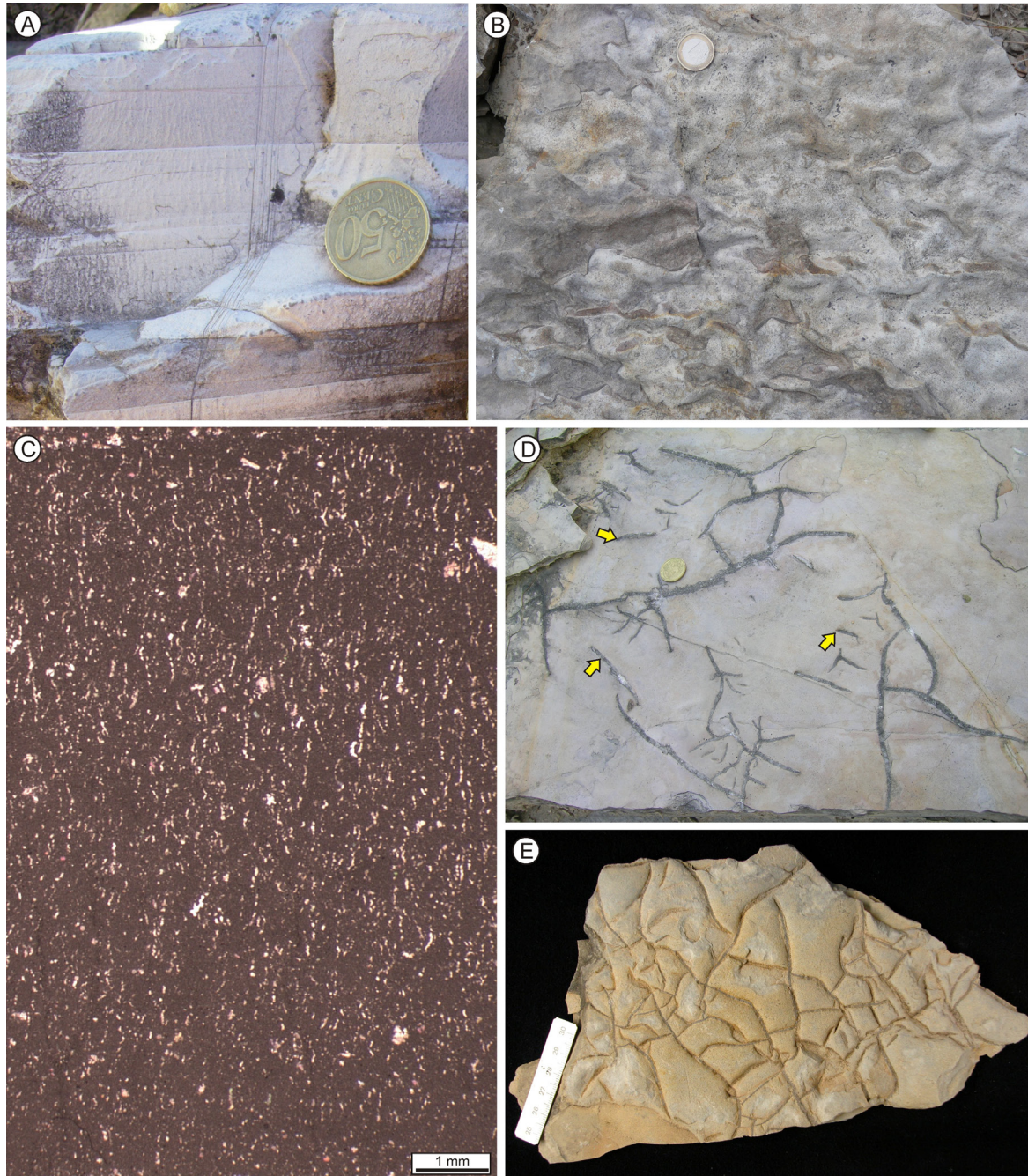


Fig. 3.10. **A.** Fotografía de campo de láminas de carbonato *mudstone*. Obsérvese que presentan base y techo planos y horizontales. **B.** Fotografía de campo del techo de una lámina de carbonato *mudstone* que presenta un aspecto arrugado, que se interpreta como resultado de la litificación de un tapiz microbiano. **C.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de una lámina de carbonato *mudstone* con moldes tubulares filamentosos perpendiculares a la laminación, que se interpretan como moldes de filamentos microbianos. **D.** Fotografía de campo del techo de una lámina de carbonato *mudstone* con grietas de retracción curvadas y en forma de huso (flechas), que se interpretan como grietas de sinéresis formadas por desecación de tapices microbianos. Obsérvese que muchas de las grietas están desconectadas entre sí. Moneda de 24,25 mm de diámetro de escala. **E.** Fotografía del techo de una muestra de carbonato *mudstone* que presenta a techo grietas de retracción curvadas formando un entramado irregular, interpretadas como grietas de sinéresis.

Interpretación

Las láminas de carbonato *mudstone* se interpretan como el resultado de la precipitación de fango dolomicrítico en cuerpos de agua muy tranquilos sin apenas agitación, que permiten la acumulación de sedimento de tamaño de grano muy fino y el desarrollo de laminación paralela. Numerosas características sedimentarias de las láminas de carbonato *mudstone* sugieren que el origen de al menos parte del fango dolomicrítico acumulado está relacionado con la precipitación de carbonato mediada por actividad microbiana. En primer lugar, las texturas micropeloidales son indicativas de mineralización de matrices orgánicas bacterianas y precipitación de carbonato inducida por procesos metabólicos bacterianos que cambian el equilibrio de solubilidad (cf. Reitner, 1993; Riding, 2000; Dupraz *et al.*, 2004; Riding y Tomás, 2006; Spadafora *et al.*, 2010). En segundo lugar, el aspecto arrugado que muestran algunas de las láminas de carbonato *mudstone* (Fig. 3.10.B) es similar al aspecto de muchos tapices microbianos (cf. Kendall y Skipwith, 1968; Logan *et al.*, 1974; Kinsman y Park, 1976; Gerdes, 2007; Porada y Bouougri, 2007; Bouougri y Porada, 2012; Harazim *et al.*, 2013), lo que corrobora también que la precipitación del fango carbonático estuvo mediada por la actividad microbiana. Además, los moldes tubulares filamentosos verticales observados en algunas láminas de carbonato *mudstone* (Fig. 3.10.C) recuerdan a filamentos microbianos (cf. Monty y Hardie, 1976; Rodríguez-Martínez *et al.*, 2012; Suarez-Gonzalez *et al.*, 2014, en prensa), lo que indicaría que, en determinadas láminas, la acumulación de fango carbonático estaba relacionada con la presencia de filamentos orgánicos. Por otro lado, la presencia de abundante pirita framboidal en las láminas de carbonato también parece coherente con la actividad microbiana, puesto que este mineral precipita comúnmente como subproducto de reacciones de sulfato-reducción bacteriana en tapices microbianos actuales (Jørgensen y Cohen, 1977; Popa *et al.*, 2004; Jones *et al.*, 2005; MacLean *et al.*, 2008; Spadafora *et al.*, 2010). Por último, las grietas de retracción presentes ocasionalmente a techo de las láminas de carbonato *mudstone* (Fig. 3.10.D, E) se interpretan como grietas de sinéresis debido a su morfología lenticular o en “v” en sección, y curvada o en forma de huso en planta, y por formar un entramado irregular en el que muchas grietas aparecen desconectadas (cf. Plummer y Gostin, 1981; Collinson y Thompson, 1982; Pratt, 1998; Eriksson *et al.*, 2007). Este tipo de grietas de retracción se forman comúnmente en tapices microbianos al quedar expuestos subaéreamente (Porada y Löffler, 2000; Eriksson *et al.*, 2007). Su morfología depende de la madurez y cohesión del tapiz, y la mayor o menor conexión entre las grietas depende de lo fijado que esté el tapiz al sustrato (Eriksson *et al.*, 2007). Aunque este tipo de grietas de retracción parece coherente con la presencia de tapices microbianos, se debe señalar que existen interpretaciones de las grietas de sinéresis que les confieren un carácter subacuático ligado a la pérdida de agua intersticial de sedimento no cohesivo cubierto por tapices microbianos (Harazim *et al.*, 2013), movimientos sísmicos (Pratt, 1998), carga de sedimento (Plummer y Gostin, 1981) o contracción de arcillas por variaciones de salinidad o cambios de volumen en arcillas expansivas (Plummer y Gostin, 1981, y citas en él). Sin embargo, la presencia también de muy ocasionales grietas de desecación como las de las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso corrobora que las láminas de carbonato *mudstone* quedaban expuestas subaéreamente de forma esporádica, formándose durante estos episodios de exposición las grietas de desecación y de sinéresis.

Los nódulos subesféricos en calcita, cuarzo y dolomita que deforman escasas láminas de carbonato *mudstone* (Fig. 3.9) se interpretan como nódulos intersticiales de pseudomorfo de sulfatos, precipitados en la zona vadosa o freática alta de la columna de sedimento (v. apartado 3.4.1.a). La presencia de este tipo de nódulos corrobora que las láminas de carbonato *mudstone* quedaban expuestas subaéreamente de forma esporádica, e indica que la salmuera intersticial podía alcanzar ocasionalmente salinidades relativamente altas.

3.4.1.c. Facies 3. Estromatolitos

Descripción

Los niveles estromatolíticos suelen presentar espesores inferiores a los 10 cm, aunque ocasionalmente alcanzan el metro de espesor, y son muy continuos lateralmente, pudiéndose seguir a lo largo de al menos 200 metros. Los estromatolitos muestran macroestructuras dómicas (generalmente inferiores a 10 cm de diámetro pero pueden llegar a los 80 cm en el caso de las capas estromatolíticas de mayor espesor) unidas lateralmente (Fig. 3.11.A, B). La mesoestructura de los estromatolitos se caracteriza por una alternancia de láminas ligeramente onduladas (prácticamente paralelas a la morfología de los domos) y láminas con estructuras dómico-columnares de hasta 1 cm de diámetro y de altura (Fig. 3.11.C, D). Las láminas que componen los estromatolitos muestran espesores submilimétricos o milimétricos. A microescala, estas láminas presentan microfábricas de dolomicrita densa, dolomicrita *clotted-peloidal* y dolomicrita *clotted*, que alternan entre sí (Fig. 3.11.E). La microfábrica de dolomicrita densa consiste en láminas homogéneas de dolomicrita. La microfábrica *clotted-peloidal* está compuesta por micropeloides de 10-60 μm de tamaño, concentrados en áreas de 100-700 μm y rodeados de cemento de calcita esparítica. La microfábrica de dolomicrita *clotted* consiste en grumos de dolomicrita de 100-700 μm de tamaño, rodeados de calcita esparítica. Estas microfábricas de dolomicrita densa, *clotted-peloidal* y *clotted* contienen abundante piritita framboidal. Muy ocasionalmente los estromatolitos contienen también láminas compuestas por peloides dolomicríticos de 50 -300 μm de diámetro, alargados y redondeados, (Fig. 3.11.F), idénticos a los que componen la facies 4 de láminas de carbonato peloidal, que se interpretan como *pellets* fecales (v. apartado 3.4.1.d). Estas láminas peloidales pueden contener también escasos ostrácodos e intraclastos micríticos oncolitizados de hasta 1 mm de tamaño. El espacio intergranular de esta microfábrica está relleno por dolomicrita *clotted-peloidal* y cemento de calcita esparítica (Fig. 3. 11.F).

Ocasionalmente los estromatolitos pasan lateralmente a brechas de cantos planos clasto-soportadas que muestran base erosiva y techo plano. Estas brechas están formadas por fragmentos alargados de hasta 5 cm de longitud y pocos milímetros de ancho compuestos por carbonato *mudstone* con microfábricas de dolomicrita densa, *clotted-peloidal* y *clotted*. Los fragmentos se suelen disponer subhorizontalmente pero en algunas capas de brechas cercanas a los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales (parte media de las columnas de Yanguas y Magaña, Fig. 3.5, anexos 2 y 3) los fragmentos se orientan formando ángulos de entre 45 y 90° respecto a la estratificación (Fig. 3.12). La matriz de las brechas es de carbonato *mudstone* frecuentemente limo-arenoso.

Interpretación

Las facies estromatolíticas son el resultado de la precipitación de carbonato en tapices microbianos mediada por la actividad bacteriana, generalmente en la zona fótica de los cuerpos de agua (cf. Awramik *et al.*, 1976; Gebelein, 1976; Monty, 1977; Platt y Wright, 1991; Reid *et al.*, 2000; Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010; Gierlowski-Kordesch 2010; y citas en ellos). La alternancia de láminas con distintas microfábricas (dolomicrita densa, dolomicrita *clotted-peloidal*, dolomicrita *clotted* y peloidal) en los estromatolitos (Fig. 3.11.E, F) indica la existencia de diversos mecanismos de acreción a lo largo del crecimiento de los estromatolitos. Por una parte, la microfábrica *clotted-peloidal* se suele interpretar como el resultado de la calcificación de tapices microbianos, inducida por procesos metabólicos de bacterias heterótrofas, principalmente bacterias sulfato-reductoras (Reitner, 1993; Riding, 2000; Dupraz *et al.*,

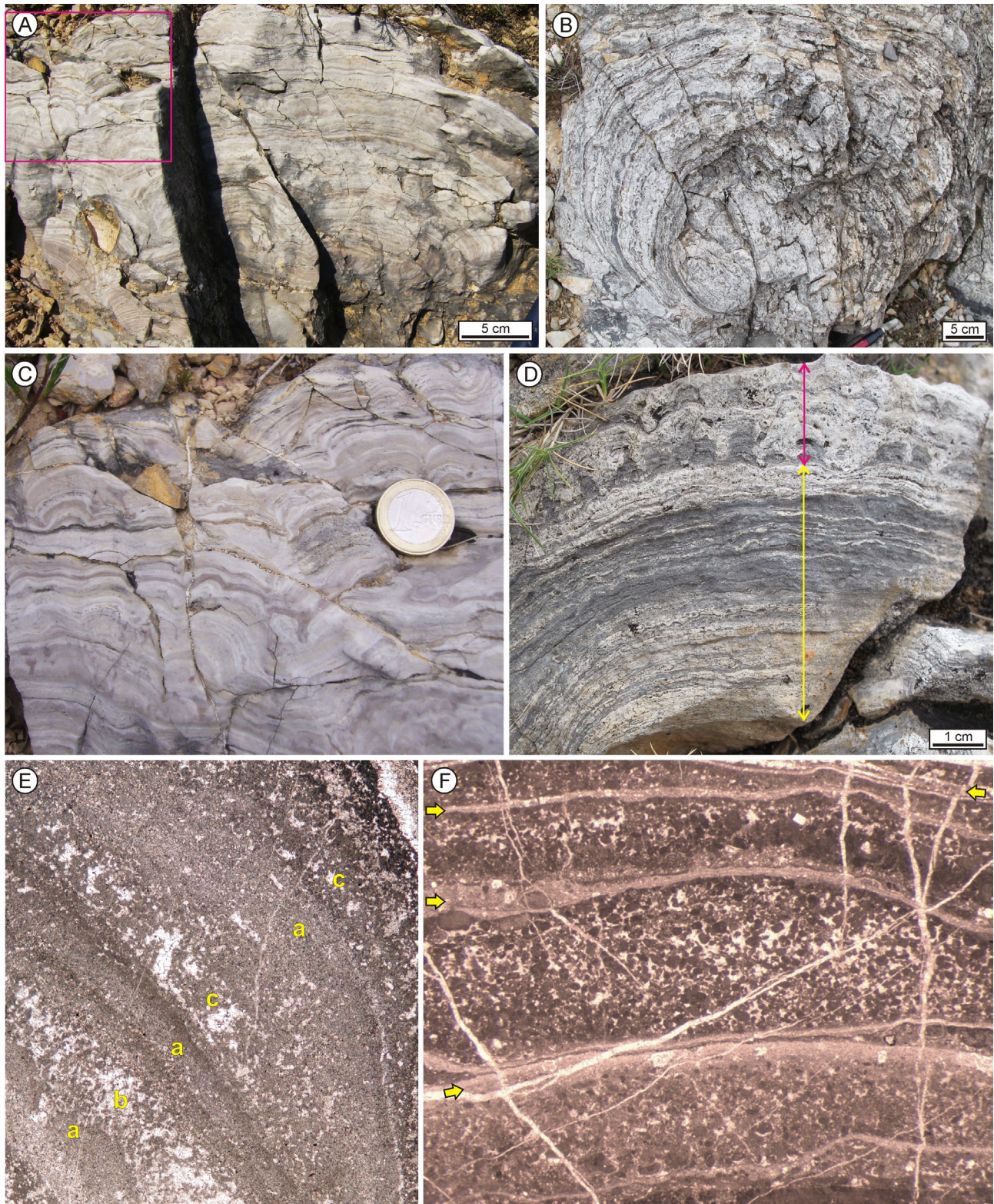


Fig. 3.11. **A.** Fotografía de campo de un domo estromatolítico. El cuadro rosa señala el área mostrada en la Fig. C. **B.** Fotografía de campo de un domo estromatolítico. **C.** Fotografía de campo de láminas estromatolíticas que forman estructuras dómicas de menos de 1 cm de altura. **D.** Fotografía de campo de láminas estromatolíticas onduladas (flecha amarilla) y de láminas con estructuras dómico-columnares de menos 1 cm de diámetro y de altura (flecha rosa). **E.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de láminas estromatolíticas con microfábricas de dolomicrita densa (a), clotted-peloidal (b) y clotted (c). **F.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de láminas estromatolíticas peloidales, que alternan con láminas de carbonato micrítico (flechas).



Fig. 3.12. Fotografías de campo de una brecha de cantos planos orientados de forma irregular, formando un alto ángulo con la estratificación, similares a los edgewise conglomerates de llanuras mareales carbonáticas (ver texto para más detalles). Obsérvese la base erosiva de la brecha (línea discontinua) y el techo plano. Moneda de escala en la parte superior de la fotografía.

2004; Riding y Tomás, 2006; Spadafora *et al.*, 2010). La presencia de abundantes piritas framboidales en las láminas *clotted-peloidal* de los estromatolitos estudiados es coherente con esta interpretación, ya que estos minerales suelen precipitar como subproducto de reacciones de sulfato-reducción bacteriana (Jørgensen y Cohen, 1977; Popa *et al.*, 2004; Jones *et al.*, 2005; MacLean *et al.*, 2008; Spadafora *et al.*, 2010). La microfábrica de dolomicrita *clotted* también se suele interpretar como el resultado de la calcificación de los tapices microbianos inducida por la actividad de bacterias heterótrofas (Riding, 2000). La interpretación de la microfábrica de dolomicrita densa resulta complicada ya que puede tener diversos orígenes, como calcificación de células bacterianas o biopelículas (Kobluk y Risk, 1977; Maurin y Noël, 1977; Folk, 1993; Perry, 1999; Webb *et al.*, 1999; Riding, 2000), precipitados planctónicos (Thompson y Ferris, 1990; Riding, 2000; Thompson, 2000) o micritización de otro tipo de microfábricas (Wolf, 1965; Flügel, 2010). Por último, las láminas compuestas por *pellets* fecales y escasos ostrácodos y oncolitos se interpretan como el resultado del atrapamiento y fijación de granos detríticos por los tapices microbianos debido a sus semejanzas con las microfábricas de los estromatolitos aglutinantes actuales y antiguos (*cf.* Logan, 1961; Dravis, 1983; Dill *et al.*, 1986; Suarez-Gonzalez *et al.*, 2014, en prensa). El hecho de que los *pellets* que componen esta microfábrica sean idénticos a los que forman las láminas de carbonato peloidal (facies 4) que aparecen asociadas a los estromatolitos (v. apartado 3.4.1.d), sugiere que estos granos eran resedimentados desde zonas adyacentes de los cuerpos de agua. Las variaciones de mecanismos de acreción que producen las diferentes microfábricas y que, por lo tanto, generan la laminación que caracteriza a los estromatolitos, podrían estar ligadas a factores intrínsecos de los tapices microbianos, como cambios en la composición biótica de los tapices, y/o a factores extrínsecos, como variaciones en las condiciones hidroquímicas o hidrodinámicas del ambiente en el que se formaron (*cf.* Seong-Joo *et al.*, 2000; Dupraz *et al.*, 2009; Browne, 2011; Suarez-Gonzalez *et al.*, 2014, en prensa).

La asociación de capas estromatolíticas con brechas de cantos planos sugieren que esporádicamente se daban condiciones de agitación en los cuerpos de agua en los que se formaban los estromatolitos. Durante esos períodos de mayor agitación, las láminas estromatolíticas podían ser erosionadas y se formaban brechas de intraclastos. Las brechas de cantos planos cuyos fragmentos se disponen formando ángulos mayores de 45° con la estratificación (Fig. 3.12) recuerdan a los *edgewise conglomerates* comunes en llanuras de marea carbonáticas (Hardie y Ginsburg, 1977; Shinn, 1983; Demicco y Hardie, 1994). Los *edgewise conglomerates* pueden formarse como consecuencia de la acción del oleaje o episodios de tormenta (Sanderson y Donovan, 1974; Mount y Kidder, 1993), o bien acumularse dentro de surcos erosivos en los que los cantos se amontonan delante de un obstáculo (Demicco y Hardie, 1994).

3.4.1.d. Facies 4. Láminas de carbonato peloidal

Descripción

Las láminas de carbonato peloidal presentan espesores desde milimétricos hasta de 2 cm. Están compuestas fundamentalmente por peloides y un contenido variable de ostrácodos y fragmentos de ostrácodos, que puede alcanzar el 25% de las láminas. Los peloides (Fig. 3.13) se componen de carbonato dolomicrocítico y pueden contener gran cantidad de pirita framboidal. Algunos peloides pueden incluir también granos de cuarzo y mica de tamaño limo muy fino. Los peloides son alargados y redondeados y su tamaño varía entre 50 y 500 μm , mostrando un diámetro mayor dos o tres veces mayor que el diámetro menor. Teniendo en cuenta las estructuras sedimentarias que presentan las láminas de carbonato peloidal se distinguen varios tipos de láminas:

Láminas paralelas de carbonato peloidal. Estas láminas se caracterizan por mostrar base y techo planos y horizontales, y por estar compuestas por un *packstone* o *wackestone* de peloides de tamaño muy homogéneo y escasos ostrácodos (Fig. 3.14.A).

Láminas gradadas de carbonato peloidal. Este tipo de láminas peloidales muestran bases ligeramente erosivas y techo plano, y presentan gradación en el tamaño de grano y las texturas, de manera que la parte inferior de las láminas

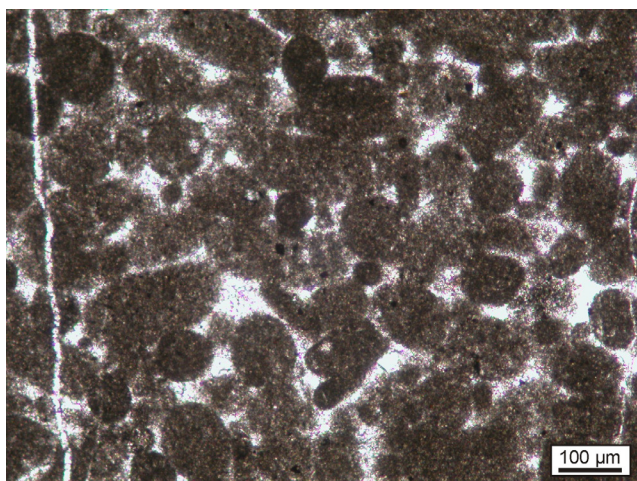


Fig. 3.13. Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de los peloides (*pellets fecales*) que componen las láminas de carbonato peloidal.

presenta textura *packstone* (o incluso *grainstone* ocasionalmente) y mayor tamaño de grano y, hacia la parte superior, pasa gradualmente a textura *wackestone* o *mudstone* y menor tamaño de grano (Fig. 3.14.B, C). Las láminas de textura gradada incluyen también granos de cuarzo y mica, que se acumulan, sobre todo, en la parte inferior de las láminas. Ocasionalmente estas láminas pueden presentar estratificación cruzada de pequeña escala (Fig. 3.14.A).

Carbonato peloidal con estratificación lenticular y ondulada. Este tipo de carbonato peloidal está formado por una alternancia de láminas de carbonato *grainstone* de peloides con estratificación cruzada de pequeña escala y láminas de carbonato *packstone*

de peloides con laminación paralela (Fig. 3.14.D). Las láminas de *grainstone* pueden contener también ostrácodos y pseudomorfos lenticulares en calcita y cuarzo. Este tipo de carbonato peloidal es poco abundante, habiéndose observado solamente en unos pocos niveles de la parte media del Grupo Oncala cerca de la columna de Yanguas intercalados entre facies siliciclásticas mareales.

Las láminas de carbonato peloidal están bioturbadas ocasionalmente (Fig. 3.15) y raramente muestran grietas de retracción como las presentes en las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (v. apartado 3.4.1.a). Algunas escasas láminas de carbonato peloidal de la parte superior de la columna de Magaña, cercanas a, o intercaladas con, la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados C-E (Fig. 3.5, anexo 3), presentan nódulos subsféricos de yeso y anhidrita en calcita, cuarzo y dolomita, idénticos a los observados en algunas láminas gradadas limo-arenosas (Fig. 3.9, v. apartado 3.4.1.a).

Interpretación

Las características de los peloides (Fig. 3.13) que componen estas láminas sugieren que se trata de *pellets* fecales ya que éstos se caracterizan típicamente por presentar formas elongadas bien redondeadas, proporciones de longitud/anchura de 1,5 a 3, textura homogénea o con granos detríticos de tamaño limo, alto contenido en pirita o materia orgánica, y buena selección (Flügel, 1982; Tucker y Wright, 1990; Scholle y Ulmer-Scholle, 2003). Los *pellets* fecales pueden formarse en multitud de ambientes siempre que en ellos vivan organismos que se alimenten de sedimento en suspensión o recién depositado (Flügel, 1982; Scholle y Ulmer-Scholle, 2003). Sin embargo, su preservación en el registro sedimentario requiere ciertas condiciones favorables como son una rápida cementación, comúnmente mediada por la actividad bacteriana, o sedimentación rápida en ambientes con poca agitación (Flügel, 1982; Tucker y Wright, 1990). Así, algunos de los ambientes donde más fácilmente se acumulan y preservan *pellets* son las zonas tranquilas de llanuras mareales y salinas costeras o lagos, especialmente si son hipersalinos (Flügel, 1982; Ortí *et al.*, 1984; Scholle y Ulmer-Scholle, 2003) porque pueden alcanzar productividades muy altas de organismos productores de *pellets* como *Artemia salina* —crustáceo branquiópodo—, copépodos —crustáceos maxilópodos— o larvas de quironómidos —insectos dípteros— (p. ej. Alonso, 1990; Ortí, 2010a, 2010b).

Las diferentes estructuras sedimentarias que presentan los tres tipos de láminas de carbonato peloidal indican diferentes procesos sedimentarios. En el caso de las láminas paralelas (Fig. 3.14.A), la base y techo planos y la estructura masiva que presentan sugieren que se depositaron por acumulación de *pellets* y, en menor medida, ostrácodos en un ambiente tranquilo. El hecho de que en cada lámina el tamaño de los *pellets* sea muy homogéneo, característica típica de muchas capas peletoidales modernas y antiguas (p. ej. Folk y Robles, 1964; Beales, 1971; Rao *et al.*, 1994; Kietzmann y Vennari, 2013), probablemente está relacionado con que para cada lámina de sedimento solo uno o dos tipos de organismos produjeron los *pellets* y, por tanto, estos tienen un tamaño y una forma muy uniformes (v. Scholle y Ulmer-Scholle, 2003).

Las láminas gradadas de carbonato peloidal (Fig. 3.14.B, C) se interpretan como el resultado de la resuspensión de sedimento no consolidado depositado anteriormente en el cuerpo de agua. Como consecuencia de corrientes que afectaban ligeramente al sedimento del fondo se ponían en suspensión los *pellets* depositados previamente e, incluso, granos de cuarzo y mica cuando la resuspensión afectaba también a láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1, v. apartado 3.4.1.a). A medida que el flujo deceleraba, este material sedimentaba dando lugar a las

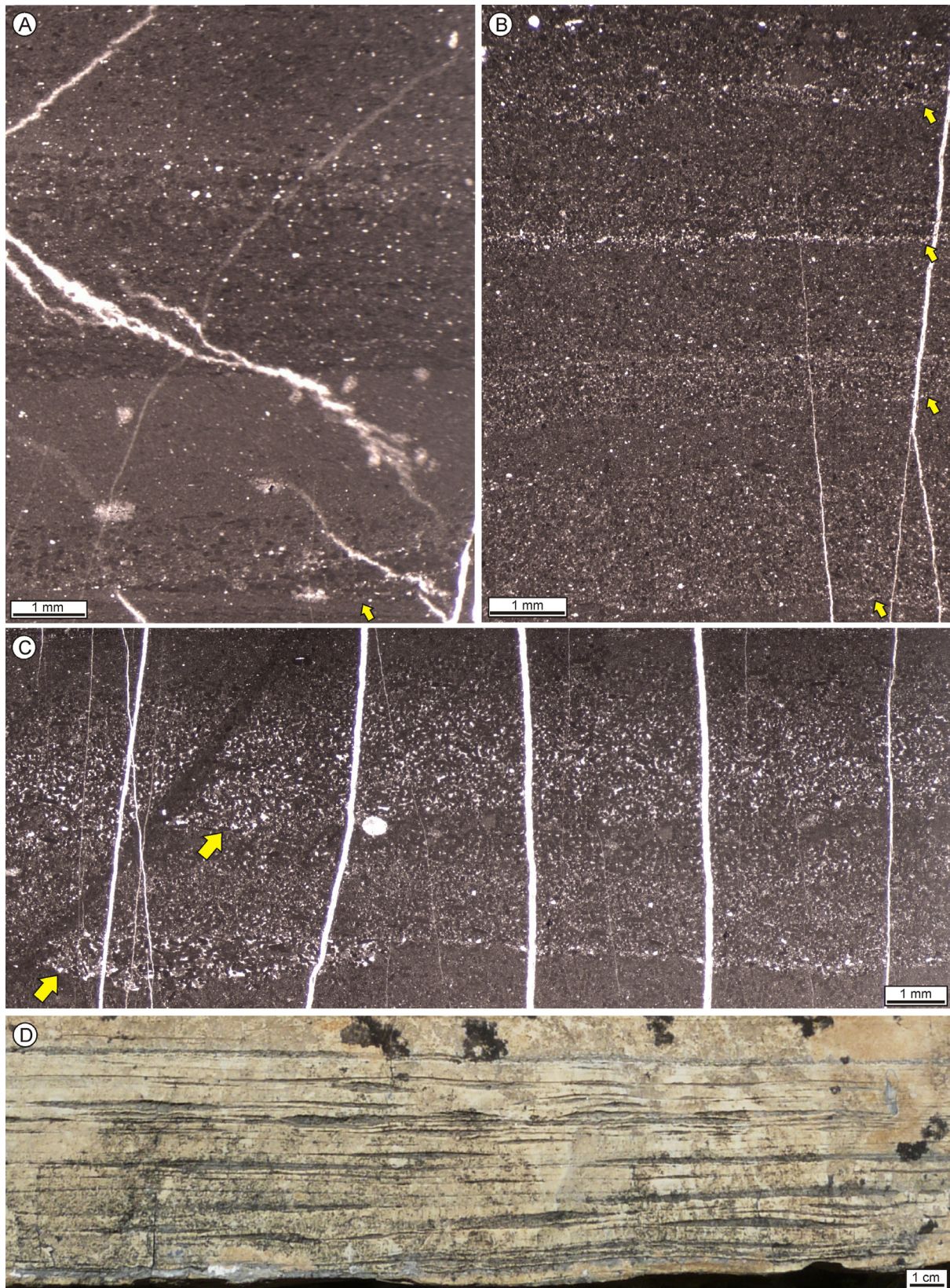


Fig. 3.14. **A.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de láminas paralelas de carbonato peloidal y una lámina gradada de carbonato peloidal, en cuya parte inferior se puede distinguir estratificación cruzada de pequeña escala (flecha). **B.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de láminas gradadas de carbonato peloidal. Obsérvense las bases netas ligeramente erosivas que presentan las láminas (flechas). **C.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de dos láminas gradadas de carbonato peloidal compuestas por carbonato grainstone en la parte inferior que pasa gradualmente a carbonato packstone en la parte superior. Obsérvense las bases ligeramente erosivas de las láminas (flechas). **D.** Fotografía de campo de carbonato peloidal con estratificación lenticular y ondulada. Las láminas oscuras están compuestas por carbonato grainstone con estratificación cruzada de pequeña escala y las láminas claras están formadas por carbonato packstone con laminación paralela.

láminas gradadas de carbonato peloidal. La presencia esporádica de estratificación cruzada de pequeña escala (Fig. 3.14.A) sugiere que se daban ocasionalmente corrientes tractivas unidireccionales, además de los flujos decelerativos predominantes.

En el carbonato peloidal con estratificación lenticular y ondulada (Fig. 3.14.D), la alternancia de láminas de carbonato *grainstone* con estratificación cruzada de pequeña escala y láminas de carbonato *packstone* con laminación paralela sugiere alternancia de episodios de tracción y decantación (Demicco, 1983; Demicco y Hardie, 1994). Durante los episodios de mayor agitación, se formaban las láminas de carbonato *grainstone* de peloides, y seguidamente, durante el intervalo tranquilo consecutivo, se formaba la lámina de carbonato *packstone* que tapizaba la lámina depositada previamente.

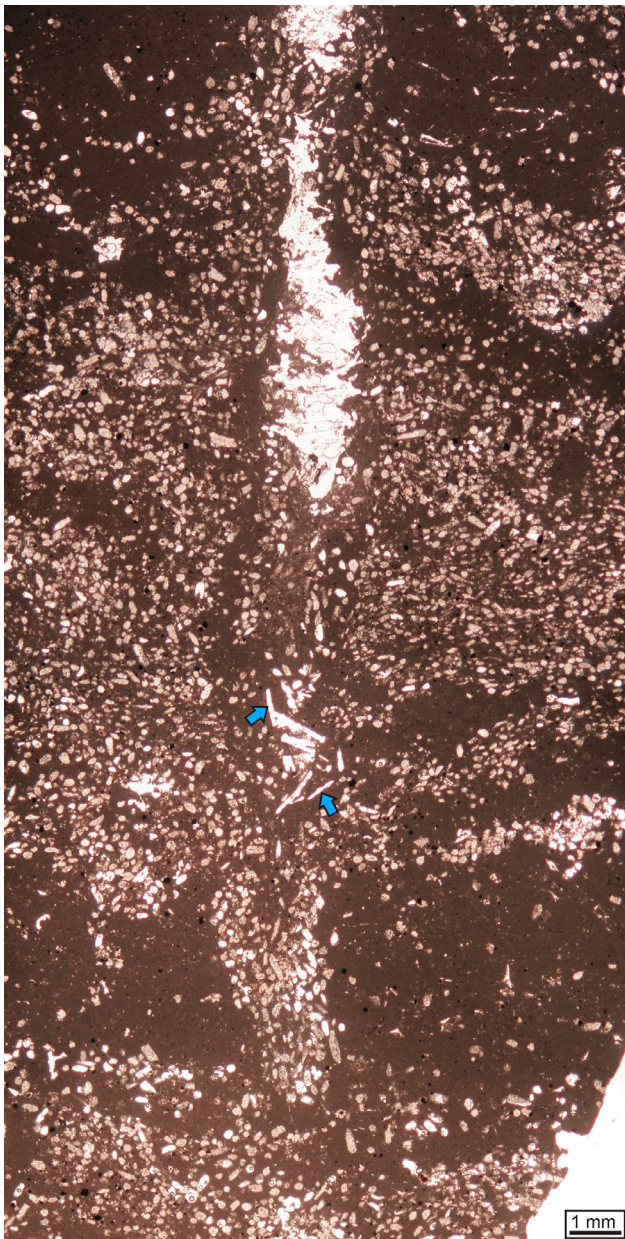


Fig. 3.15. Bioturbación vertical afectando a láminas de carbonato peloidal. Obsérvanse los pseudomorfos de cristales tabulares, probablemente de sulfato originalmente, que precipitaron dentro de la bioturbación (flechas).

La presencia de grietas de desecación en algunas láminas de carbonato peloidal indican que los cuerpos de agua en los que estos depósitos se formaron se desecaban muy ocasionalmente. Sin embargo, la escasez de grietas de desecación indica que predominaban las condiciones subacuáticas. La presencia de nódulos subsféricos de pseudomorfos de yeso y anhidrita en algunas escasas láminas (Fig. 3.9) confirma que las láminas de carbonato peloidal quedaban expuestas subaéreamente de forma esporádica, e indica que la salmuera intersticial podía alcanzar ocasionalmente salinidades relativamente altas (v. apartado 3.4.1.a).

3.4.1.e. Facies 5. Lutitas

Descripción

Las lutitas aparecen en cuerpos lateralmente muy continuos (se pueden seguir a lo largo de cientos de metros o incluso kilómetros), de entre unos pocos centímetros y 15 m de espesor. Se caracterizan por una fina laminación que les da un distintivo aspecto fisible. Muy comúnmente son de color totalmente negro pero, en zonas en las que están más alteradas, presentan colores ocres a morados (Fig. 3.16). Están compuestas por arcillas, granos de cuarzo de tamaño limo muy fino, pirita (u óxidos de hierro producidos por oxidación de ésta) y un contenido variable de carbonato. Comúnmente incluyen ostrácodos. Escasas capas de lutitas negras, intercaladas entre los depósitos fluvio-mareales de la parte media de la columna de Yanguas,

presentan a techo grietas de retracción similares a las observadas en las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1, v. apartado 3.4.1.a).

Interpretación

Las capas de lutitas se interpretan como el resultado de la sedimentación de material siliciclástico y materia orgánica en un ambiente tranquilo. El sedimento siliciclástico probablemente procedía de las zonas adyacentes fluvio-mareales localizadas hacia el oeste del Grupo Oncala, y la materia orgánica muy probablemente era producida en el propio ambiente de sedimentación, aunque no se descarta que también hubiera aportes de materia orgánica desde las zonas fluvio-mareales adyacentes. La presencia de grietas de retracción en escasas capas de lutitas indica que los cuerpos de agua en los que se formaron estos depósitos eran someros y podían quedar expuestos subaéreamente esporádicamente, aunque las condiciones subacuáticas eran claramente predominantes.

La acumulación y preservación de la materia orgánica en estos cuerpos de agua someros probablemente estaba relacionada con unas altas tasas de producción de materia orgánica y de sedimentación, que podían causar condiciones disaeróbicas o anóxicas y permitían el enterramiento de la materia orgánica antes de que pudiera ser erosionada o bioturbada. Además, el hecho de que la asociación de facies de carbonatos laminados (CL) esté lateralmente relacionada con la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados (C-E) hacia el este (Fig. 3.5) sugiere que la salinidad en estos cuerpos de agua someros probablemente fuera alta. Las condiciones de salinidad relativamente alta pueden favorecer la acumulación y preservación de materia orgánica (*cf.* Platt y Wright, 1991; Ortí, 2010a) por los motivos que se detallan a continuación. En primer lugar, las productividades de materia orgánica en medios salinos pueden ser muy altas (Schreiber, 1988; Smoot y Lowenstein, 1991; Ortí, 2010a). En segundo lugar, las altas salinidades impiden la presencia/abundancia de organismos bioturbadores e inhiben la destrucción de la materia orgánica por parte de bacterias sulfato-reductoras y metanogénicas (Ortí, 2010a). Por último, la alta densidad y viscosidad del agua salina favorece que la columna de agua estratifique fácilmente y que se creen condiciones anóxicas o disaeróbicas en el fondo.

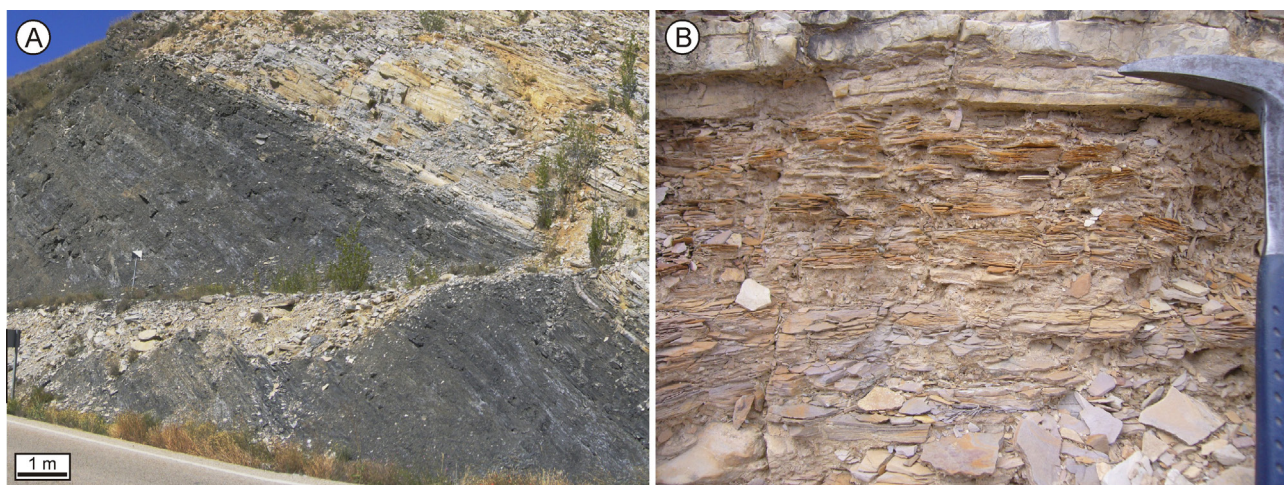


Fig. 3.16. Fotografías de campo de lutitas. **A.** Capas de lutitas negras. **B.** Lutitas fisibles de color ocre a morado.

3.4.1.f. Facies 6. Carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos

Descripción

Los carbonatos *mudstone-wackestone* de ostrácodos son una facies poco abundante en la asociación de facies de carbonatos laminados (CL), estando intercalados esporádicamente entre láminas de carbonato *mudstone* (facies 2), laminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1) y láminas de carbonato peloidal (facies 4). El carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos está formado por láminas submilimétricas paralelas compuestas fundamentalmente por carbonato dolomicrocítico y ostrácodos (Fig. 3.17). Pueden incluir también escasos granos de cuarzo y mica. La laminación está marcada por diferencias en la cantidad de ostrácodos y los límites entre las láminas son difusos. Raramente presentan bases ligeramente erosivas sobre las que se acumula mayor cantidad de ostrácodos y granos detríticos. Las capas de carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos presentan ocasionalmente grietas de retracción en forma de “v” de hasta 4 cm de profundidad.

Interpretación

La laminación paralela que presentan las capas de carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos y su alto contenido en dolomicrita sugieren que esta facies se formó en cuerpos de agua tranquilos sin agitación en los que se producía la precipitación de fango dolomicrocítico. Los niveles de concentración de gran número de ostrácodos probablemente fueron causados por episodios de mortalidad durante condiciones de estrés ambiental. Estas condiciones estresantes puede que fueran el resultado de variaciones en la salinidad del medio. Teniendo en cuenta que la asociación de facies de carbonatos laminados (CL) está lateralmente relacionada con depósitos carbonático-evaporíticos formados en ambientes con importantes fluctuaciones de salinidad (asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados C-E, v. apartado 3.4.2), es posible que también se dieran variaciones de salinidad en los cuerpos de agua donde precipitaban los carbonatos *mudstone-wackestone* de ostrácodos de la asociación de facies CL.

La presencia de algunas láminas de carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos con bases ligeramente erosivas y aspecto gradado, parece indicar que ocasionalmente se daban episodios de mayor agitación durante los cuales los ostrácodos y los granos de cuarzo y mica eran resuspendidos. Posteriormente, a medida que la corriente iba decelerando, se depositaban de nuevo estos componentes de forma granodecreciente.

Las grietas de retracción que aparecen en estas facies se interpretan como grietas de desecación debido a su morfología en “v”. Esto indica que los ambientes en los que se formaba el carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos quedaban ocasionalmente expuestos subaéreamente.

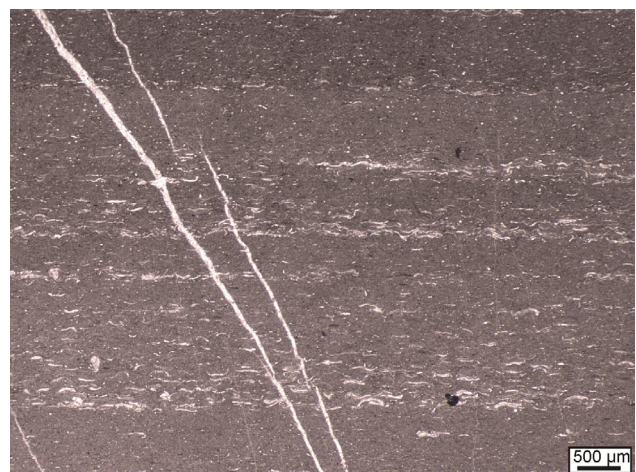


Fig. 3.17. Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida que muestra láminas paralelas compuestas por *mudstone-wackestone* de ostrácodos. Obsérvese que los límites entre láminas con distinta cantidad de fragmentos de ostrácodos son difusos.

3.4.1.g. Facies 7. Carbonato wackestone-packstone bioclástico

Descripción

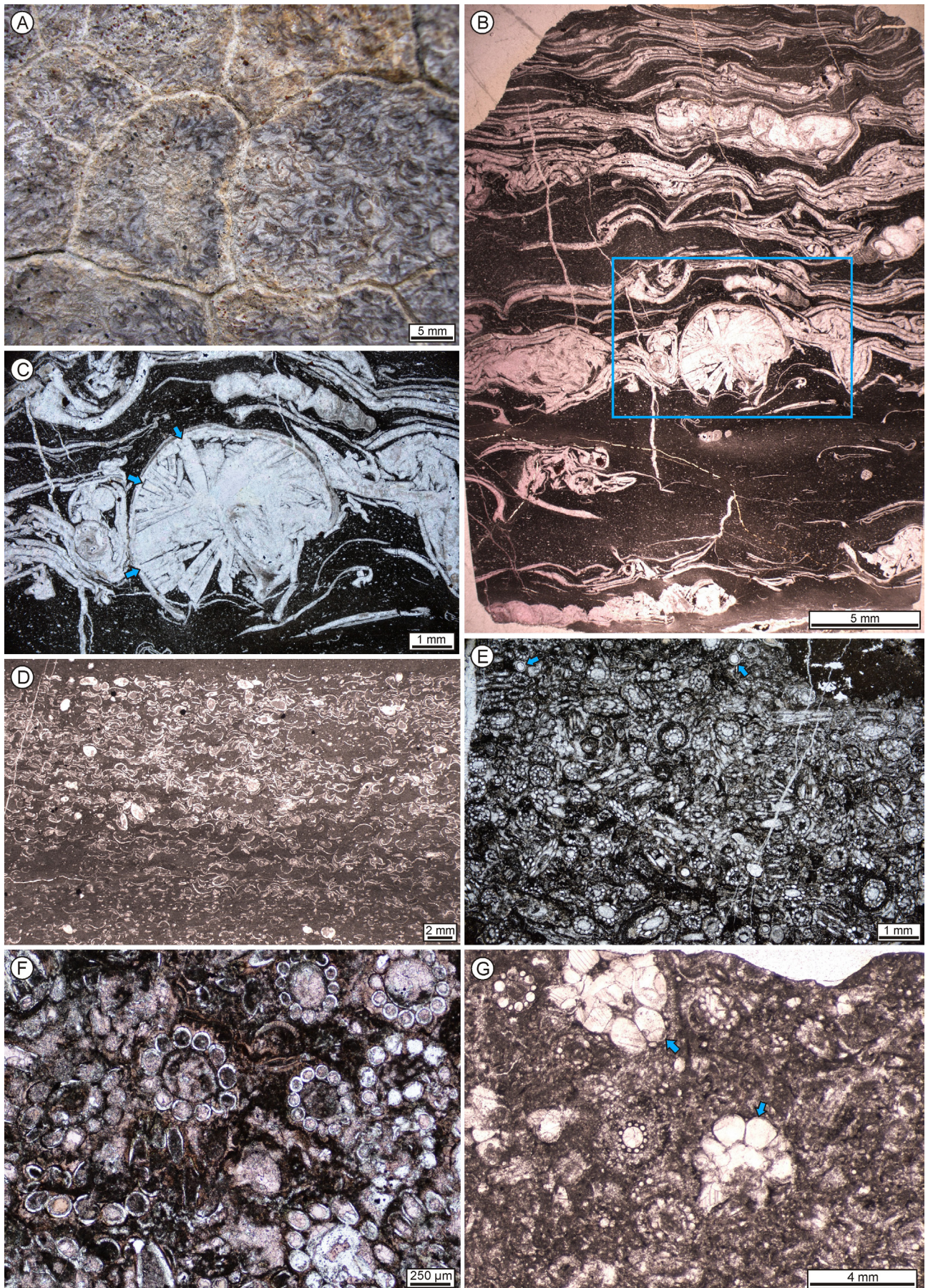
El carbonato *wackestone-packstone* bioclástico es una facies poco abundante en la asociación de facies de carbonatos laminados (CL), y su presencia se restringe a capas adyacentes a, e intercaladas con, los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales (parte inferior y media de las columnas de Yanguas y Magaña) y a los últimos metros del Grupo Oncala en todas las secciones estudiadas (Fig. 3.5).

El carbonato *wackestone-packstone* bioclástico forma capas de entre unos pocos centímetros y 25 cm de espesor. Las capas de carbonato bioclástico suelen mostrar base y techo netos, y pueden ser masivas o presentar laminación paralela. Está compuesto por ostrácodos, carófitas, gasterópodos y bivalvos en proporciones variables (Fig. 3.18). Los restos de carófitas suelen ser internodos de los tallos y, en menor proporción, utrículos pero en algunas escasas capas aparecen también los nodos (Fig. 3.18.E-G). La proporción de carófitas es mayor hacia el oeste en las capas adyacentes a los sedimentos siliciclásticos (parte inferior y media de las secciones de Yanguas y Magaña y últimos metros de la sección de Montenegro), mientras que en los últimos metros de las zonas central y oriental del Grupo Oncala (columnas de Yanguas, Magaña, Aguilar y Cervera) las capas bioclásticas no contienen restos de carófitas (Fig. 3.5). Excepcionalmente las capas de carbonato *wackestone-packstone* bioclástico presentan grietas de desecación a techo (Fig. 3.18.A). Además, los niveles de carbonato *wackestone-packstone* bioclástico de los últimos metros de la columna de Aguilar (anexo 4) contienen nódulos subesféricos de anhidrita en calcita, cuarzo y dolomita (Fig. 3.9 y Fig. 10E de Quijada *et al.*, 2013a), idénticos a los observados en las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1, v. apartado 3.4.1.a).

Interpretación

La laminación paralela que muestran las capas de carbonato *wackestone-packstone* sugiere que estas capas se formaron por acumulación de bioclastos en un ambiente tranquilo. El hecho de que los ostrácodos, gasterópodos y bivalvos apenas estén fragmentados y la presencia de nodos de carófitas indican que los bioclastos apenas fueron transportados y que corresponden a bioclastos intracuencales. La mayor diversidad de fósiles en estas capas respecto al resto de facies carbonáticas del Grupo Oncala sugiere que se formaron durante intervalos de salinidades más bajas (Quijada *et al.*, 2013a). En concreto, la presencia de restos de carófitas indica que en determinadas zonas cercanas a las áreas siliciclásticas fluvio-mareales el agua era incluso dulce permitiendo que estas algas colonizaran estas zonas de

Fig. 3.18. Carbonato *wackestone-packstone* bioclástico. **A.** Fotografía de campo del techo de una capa de carbonato packstone bioclástico con grietas de desecación. **B.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de una capa de carbonato *wackestone-packstone* de gasterópodos y bivalvos. Obsérvese que los restos fósiles se disponen paralelos a la laminación. La parte izquierda de la lámina delgada está teñida con alizarina roja S que da un color rojo a la calcita. El cuadro azul señala la zona mostrada en la Fig. C. **C.** Detalle de la foto anterior en el que se muestran pseudomorfos de cristales prismáticos ortorrómbicos en calcita (flechas) precipitados en la matriz que rellena un gasterópodo. **D.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de una capa de carbonato *wackestone-packstone* de ostrácodos. **E.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de una capa de carbonato packstone de carófitas. Obsérvese que los restos de carófitas son fundamentalmente internodos de los tallos y menos abundantes utrículos (flechas). **F.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de un packstone de carófitas. La lámina delgada está teñida con alizarina roja S, lo que permite distinguir que la pared de las carófitas ha sido reemplazada por cuarzo (sin teñir) y que el cemento que las rellena es de calcita (teñida de rojo) y, en menor medida, cuarzo. **G.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de un packstone de carófitas. Obsérvese que, además de restos de internodos del tallo de las carófitas, aparecen también nodos (flechas).



menor salinidad. Las capas de concentración de ostrácodos, gasterópodos y bivalvos (Fig. 3.18.B, D) probablemente se formaron durante episodios de mortalidad por estrés ambiental, probablemente relacionados con fluctuaciones de salinidad.

3.4.1.A. Interpretación de la asociación de facies de carbonatos laminados CL

Las características sedimentarias de las facies que componen la asociación de carbonatos laminados CL indican que estos depósitos se formaron en cuerpos de agua carbonáticos tranquilos, protegidos de la agitación y de la actividad de organismos bioturbadores. A pesar de que estas condiciones podrían interpretarse como el resultado de la sedimentación en cuerpos de agua profundos, establecer la profundidad de sedimentación de estos depósitos requiere un análisis detallado, en el que se combinen diversos criterios sedimentológicos.

En primer lugar, la presencia de grietas de desecación (Fig. 3.8.D, 3.8.E, 3.18.A) a techo de algunas láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1) y, más escasamente, de carbonato *mudstone* (facies 2), carbonato peloidal (facies 4), lutitas (facies 5), carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos (facies 6) y carbonato *wackestone-packstone* bioclástico (facies 7), indica que los cuerpos de agua en los que se formaron estas facies se desecaban por completo esporádicamente, dejando el sedimento expuesto subaéreamente. El hecho de que las grietas de desecación estén presentes a techo de numerosas láminas consecutivas y no a techo de niveles aislados (Fig. 7A, B de Quijada et al., 2013), sugiere que la desecación ocurría de forma recurrente durante determinados intervalos de tiempo, en vez de tratarse de eventuales cambios drásticos de profundidad (Quijada et al., 2013a). Estas evidencias de exposición subaérea del sedimento se interpretan como formadas en cuerpos de agua de poca profundidad que podían desecarse por completo repetidamente. Sin embargo, es necesario combinar esta característica con otras evidencias indicativas de ambientes someros para poder confirmar que los cuerpos de agua eran poco profundos.

La presencia de estromatolitos y tapices microbianos (Fig. 3.10.B, 3.10.C, 3.11) también sugiere que las facies carbonáticas laminadas del Grupo Oncala se formaron bajo una lámina de agua de poca profundidad, porque aunque en algún caso se han descrito en zonas profundas, estas estructuras son generalmente indicativas de sedimentación en la zona fótica (p. ej. Awramik et al., 1976; Gebelein, 1976; Monty, 1977; Platt y Wright, 1991; Reid et al., 2000; Fregenal-Martínez y Meléndez, 2010; Gierlowski-Kordesch 2010; y citas en ellos). Además, la presencia de grietas de sinéresis (Fig. 3.10.D, E) a techo de algunas láminas de carbonato *mudstone* (facies 2) parece corroborar esta interpretación, puesto que probablemente se desarrollaron como consecuencia de la desecación de los tapices microbianos (cf. Porada y Löffler, 2000; Eriksson et al., 2007; v. apartado 3.4.1.b). Asimismo, la presencia ocasional de nódulos de yeso y anhidrita (Fig. 3.9, 3.18.C) en escasas láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1), láminas de carbonato *mudstone* (facies 2), láminas de carbonato peloidal (facies 4) y láminas de carbonato *wackestone-packstone* bioclástico (facies 7), es otro indicador de que estos depósitos quedaban esporádicamente expuestos, ya que este tipo de nódulos precipitan en la zona vadosa de la columna de sedimento (Ali y West, 1983; Warren, 1991, 2006; Alsharhan y Kendall, 2003; Kendall, 2010).

Por último, conviene destacar que los depósitos carbonáticos laminados de la asociación de facies CL están directamente intercalados y pasan lateralmente hacia el oeste a los depósitos siliciclásticos estudiados en el capítulo 2 de esta tesis (Fig. 3.5). Estos depósitos siliciclásticos se formaron en extensas llanuras fluvio-mareales de bajo gradiente topográfico que quedaban frecuentemente expuestas subaéreamente (apartado 2.5; Quijada et al., en

prensa b). La intercalación y el paso lateral directo entre las facies siliciclásticas y carbonáticas laminadas, sin ninguna otra facies intermedia, y la hecho de que estos depósitos muestren estratos horizontales muy continuos lateralmente a lo largo de kilómetros sin clinoformas, gradientes topográficos elevados o estructuras gravitacionales (como *slumps* o deslizamientos; Fig. 4B y 4C de Quijada *et al.*, 2013a), indican que el aumento de la profundidad entre ambos ambientes sedimentarios no podía ser muy grande, lo que constituye un argumento más a favor de que los depósitos carbonático-evaporíticos se formaran en cuerpos de agua someros (Quijada *et al.*, 2013a).

La combinación de todas estas evidencias permite establecer que los depósitos carbonáticos laminados de la asociación de facies CL se formaron en ambientes someros. Por lo tanto, se interpreta que la asociación de carbonatos laminados CL se formó en cuerpos de agua someros de composición carbonática, en los que predominaban las condiciones subacuáticas y tranquilas, con escasa actividad de organismos bioturbadores y escasa agitación (aunque ocasionalmente se podía producir resuspensión del sedimento debido a la acción de corrientes u olas que afectaran el fondo). Estas condiciones tranquilas, que permitían la preservación del sedimento laminado y de abundante materia orgánica, probablemente se conseguían gracias a altas tasas de sedimentación y a altas tasas de producción de materia orgánica, que permitían el enterramiento del sedimento antes de que pudiera ser erosionado o bioturbado, y que podían causar condiciones disaeróbicas o anóxicas. Además, la relación lateral de la asociación de carbonatos laminados (CL) con la asociación de carbonatos y evaporitas laminados (C-E), y la presencia de algunos nódulos de pseudomorfo de sulfatos en las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1), láminas de carbonato *mudstone* (facies 2), láminas de carbonato peloidal (facies 4) y niveles de carbonato *wackestone-packstone* bioclástico (facies 7), sugieren que los cuerpos de agua en los que se depositó la asociación de facies CL probablemente presentaban salinidades elevadas y fluctuantes. Estas condiciones de salinidad relativamente alta seguramente favorecieron también la preservación del sedimento laminado y de la materia orgánica, ya que este tipo de condiciones suelen impedir la proliferación de organismos bioturbadores y favorecen la estratificación de la columna de agua, incluso aunque ésta sea poco profunda, lo que atenúa la velocidad de las corrientes a poca profundidad y puede generar condiciones disaeróbicas o anóxicas.

Por otro lado, la salinidad relativamente elevada en estos cuerpos de agua podría haber facilitado la precipitación de dolomicrita, como ocurre en ambientes evaporíticos actuales, como *sabkhas* o salinas (Tucker y Wright, 1990; Machel, 2004). En estos ambientes evaporíticos se ha observado que, al aumentar la salinidad y, por lo tanto, disminuir la actividad del agua, la proporción de iones Mg^{+2} débilmente hidratados aumenta, lo que favorece que haya más Mg^{+2} disponible para reaccionar con el carbonato (Tucker y Wright, 1990). Además, en este tipo de ambientes evaporíticos actuales se ha observado que la precipitación temprana de sulfato cálcico y aragonito causa que la relación Mg/Ca aumente, favoreciendo la precipitación de dolomita (Deffeyes *et al.*, 1965; Illing *et al.*, 1965; Patterson y Kinsman, 1982; Shinn, 1983; Tucker y Wright, 1990). Teniendo en cuenta que en la parte oriental del Grupo Oncala precipitaron importantes cantidades de yeso, como se verá en el apartado 3.4.2 dedicado a la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados (C-E), es posible que el aumento de la relación Mg/Ca debido a la precipitación temprana de sulfato cálcico fuera también determinante para la precipitación de dolomicrita en los cuerpos de agua en los que se formó la asociación de facies de carbonatos laminados (CL). Por otro lado, también hay que tener en cuenta que los procesos de sulfato-reducción bacteriana pueden favorecer la precipitación de dolomita (Vasconcelos y McKenzie, 1997; Burns *et al.*, 2000; Mazzullo, 2000; Machel, 2004). Aunque no está claro exactamente de qué manera la actividad bacteriana favorece la precipitación de dolomita, parece probable que contribuya a disminuir las barreras de hidratación de los iones Mg^{2+} y Ca^{2+} , a aumentar la alcalinidad o a cambiar el pH, de forma que se alcancen las condiciones necesarias para la precipitación de dolomita (Vasconcelos y McKenzie, 1997; Burns *et al.*, 2000; Mazzullo, 2000; Machel, 2004). Como se ha expuesto en los apartados 3.4.1.b y 3.4.1.c,

existen diversas evidencias en las láminas de carbonato *mudstone* (facies 2) y en los estromatolitos (faceis 3), como presencia de piritita framboidal o microfábricas de micrita *clotted-peloidal* y micrita *clotted*, que sugieren que la precipitación de una parte importante del carbonato del Grupo Oncala pudo estar relacionada con procesos de sulfato-reducción bacteriana. Así pues, los procesos de sulfato-reducción bacteriana, junto con el enriquecimiento en Mg^{2+} del agua causado por las altas tasas de evaporación y la precipitación de sulfato cálcico, podrían haber creado las condiciones adecuadas para la precipitación de dolomita temprana en las facies carbonáticas de la asociación CL. La presencia de mosaicos de calcita microesparítica en algunas láminas carbonáticas de la asociación de facies de carbonatos laminados CL (Fig. 3.7) podría estar relacionada con procesos de remplazamiento de la dolomicrita por calcita (dedolomitización), un proceso que afecta muy frecuentemente a sucesiones dolomíticas que entran en contacto con fluidos con altas concentraciones de Ca^{2+} a bajas temperaturas (menos de 50°C) y presiones de CO_2 (de Groot, 1967; Flügel, 2010; Escorcia *et al.*, 2013). Generalmente este proceso está relacionado con la infiltración de aguas meteóricas cerca de la superficie (p. ej. Evamy, 1967; Braun y Friedman, 1970; Frank, 1981; Back *et al.*, 1983; Nader *et al.*, 2008; Vandeginste y John, 2012). En el caso del Grupo Oncala, la dedolomitización es probable que tuviera lugar durante la exhumación de los sedimentos debida a la inversión de la cuenca de Cameros durante la Orogenia Alpina, al entrar en contacto con aguas meteóricas sobresaturadas en $CaCO_3$, que causaron también la calcitización de los sulfatos del área oriental del Grupo Oncala (v. apartado 3.4.2.a.1; Quijada *et al.*, en prensa a).

3.4.2. Asociación de facies C-E. Carbonatos y evaporitas laminados

Esta asociación de facies está presente en la zona oriental del Grupo Oncala, siendo la asociación de facies predominante de base a techo en las columnas de Cervera y Aguilar, y estando presente también en los metros inferiores y la parte media y alta de la columna de Magaña, y en la parte alta de la columna de Yanguas (Fig. 3.5, anexos 2-5). La asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados (C-E) pasa hacia el oeste (Fig. 3.5) a la asociación de carbonatos laminados (CL) y a la asociación de capas tabulares de dolomía (CT), estudiada en el capítulo 2. En las columnas de Yanguas y Magaña, estas asociaciones de facies aparecen intercaladas entre sí (Fig. 3.5).

La asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados C-E está formada por una alternancia de facies evaporíticas laminadas y las mismas facies carbonáticas y lutíticas de la asociación de carbonatos laminados CL (excepto la facies de carbonato *wackestone-packstone* bioclástico, que no está presente en la asociación C-E), descritas en el apartado 3.4.1. Las facies carbonáticas y de lutitas de la asociación de facies C-E presentan algunas diferencias respecto a las de la asociación CL, como la presencia de pseudomorfos submilimétricos y milimétricos de yeso y anhidrita en calcita y cuarzo dispersos en la matriz carbonática y lutítica y, muy comúnmente, rellenando las grietas de desecación (Quijada *et al.*, 2013a). Además, también se han observado pseudomorfos de lenticulas de yeso de hasta 30 cm de longitud (Fig. 3. 19.C-E) en la mitad inferior de la columna de Aguilar y, sobre todo, en las facies de carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos (facies 6) de los últimos metros de las secciones de Aguilar y Cervera (Fig. 3.5). Estos pseudomorfos de grandes lenticulas de yeso forman niveles horizontales (Fig. 3.19.E) o están asociados a grietas de desecación o raros *tepees* (Fig. 3.19.C). Este tipo de lenticulas son típicas de medios salinos muy someros sujetos a importantes fluctuaciones de salinidad y del nivel del agua (Quijada *et al.*, 2013a), como llanuras fangosas salinas, lagos salinos efímeros, salinas y sabkhas (Schreiber, 1988; Warren, 1991; Gibert *et al.*, 2007).

Por otro lado, cabe destacar que los granos detríticos de las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso

(facies 1) y de las láminas gradadas de carbonato peloidal (facies 4) de la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados (C-E) son de menor tamaño que los de estas mismas facies en la asociación de facies de carbonatos laminados (CL), y son progresivamente más finos hacia el este, donde predominan los granos de tamaño limo. Además, las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1) y las láminas gradadas de carbonato peloidal (facies 4) de la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados (C-E) contienen, junto con los granos de cuarzo, mica y fragmentos de ostrácodos existentes también en la asociación de facies de carbonatos laminados (CL), pseudomorfos de yeso detrítico en calcita y cuarzo de tamaño arena (Quijada *et al.*, 2013a), y escasos intraclastos alargados poco redondeados compuestos por láminas de yeso pseudomorfizadas en calcita y cuarzo (Quijada *et al.*, 2013a). Por último, cabe mencionar que la bioturbación es aún más escasa en la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados (C-E) que en la asociación de facies de carbonatos laminados (CL).

Las facies evaporíticas, características y exclusivas de la asociación C-E, que alternan con las facies carbonáticas (facies 1, 2, 3, 4 y 6) y de lutitas (facies 5) son (tabla 3.1): láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo (facies

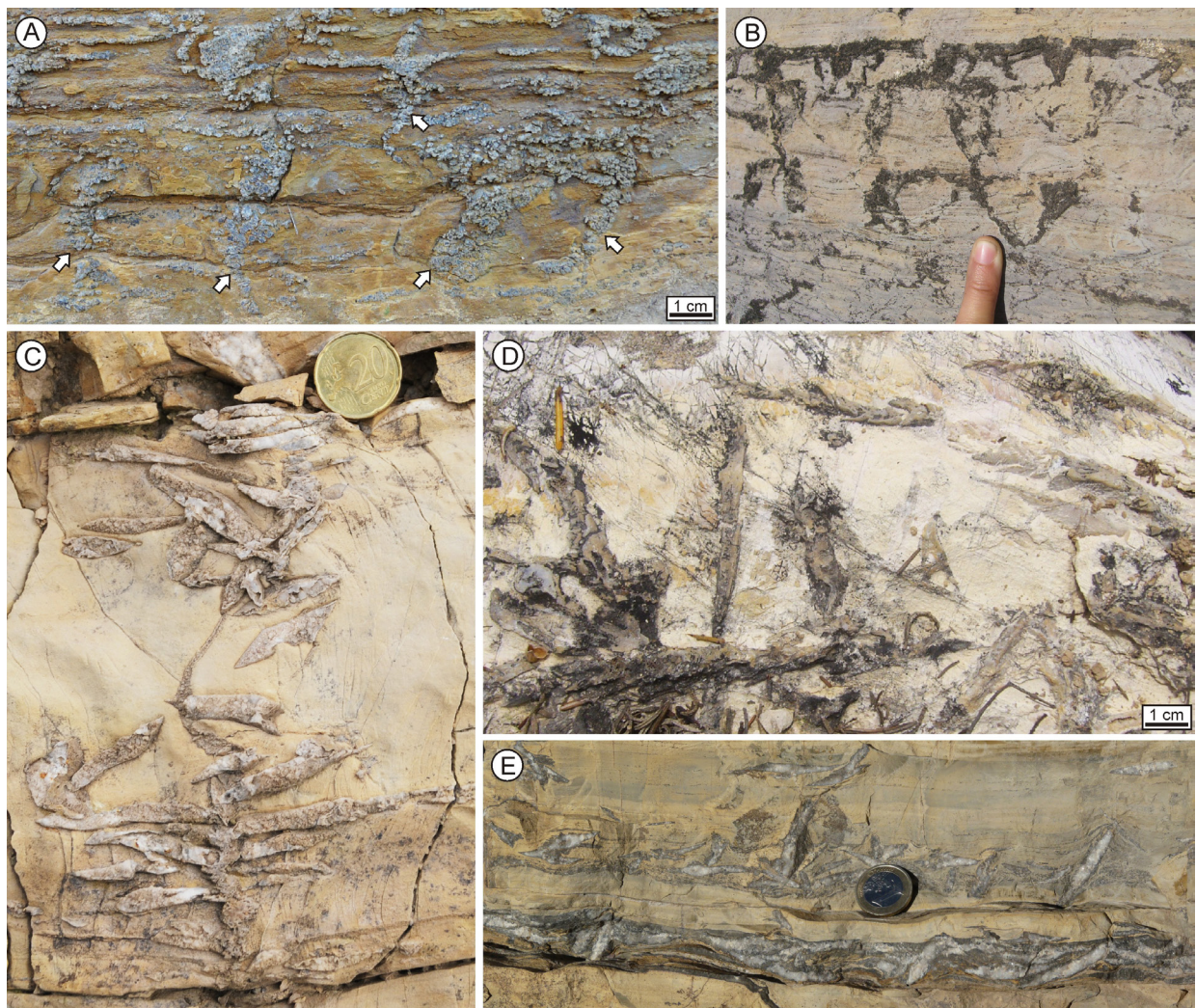


Fig. 3.19. **A.** Fotografía de campo de grietas de retracción en sección afectando a láminas carbonáticas de la subasociación de facies C-E1. Nótese que muestran forma de "v" y están rellenas de pseudomorfos en calcita y cuarzo. **B.** Fotografía de campo que muestra, en sección, grietas de retracción en forma de "v" a techo de láminas carbonáticas de la subasociación C-E1. Las grietas de retracción están rellenas de pseudomorfos submilimétricos en calcita. **C.** Fotografía de campo de pseudomorfos lenticulares centimétricos incluidos en las capas de carbonato mudstone-wackestone de ostrácodos. Obsérvese que se disponen a lo largo de una zona vertical perpendicular a la estratificación. **D.** Fotografía de campo del techo de una capa de carbonato mudstone-wackestone de ostrácodos con pseudomorfos lenticulares de hasta 10 cm de longitud. **E.** Fotografía de campo de pseudomorfos lenticulares centimétricos dispuestos paralelamente a los planos de estratificación.

8), láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala (facies 9), brechas carbonáticas (facies 10) y láminas de yeso secundario (facies 11). La presencia de unos tipos de facies evaporíticas u otras varía en las distintas áreas de la cuenca. Por esta razón, se han diferenciado tres subasociaciones distintas dentro de la asociación de facies C-E (tabla 3.1).

A continuación, se describen e interpretan las facies evaporíticas que caracterizan cada una de las subasociaciones C-E₁, C-E₂ y C-E₃. Posteriormente, se interpreta el ambiente deposicional en el que se formó la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados (C-E), y se analizan los procesos de remplazamiento y deformación tectónica que causaron las diferencias composicionales, texturales y estructurales de las facies evaporíticas.

3.4.2.a. Subasociación de facies C-E₁

La subasociación de facies C-E₁ es la más abundante dentro de la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados C-E (Fig. 3.5). Se caracteriza por contener (tabla 3.1) láminas de pseudomorfo de yeso en calcita y cuarzo (facies 8) y láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala (facies 9), alternando con las facies de carbonatos (bien de composición dolomítica, bien de composición calcítica especialmente en la parte superior de las columnas de Cervera, Aguilar, Magaña y Yanguas) y de lutitas. A continuación, se describen e interpretan las láminas de pseudomorfo de yeso en calcita y cuarzo (facies 8) y las láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala (facies 9), que caracterizan a la subasociación de facies C-E₁.

3.4.2.a.1. Facies 8. Láminas de pseudomorfo de yeso en calcita y cuarzo

Descripción

Las láminas de pseudomorfo de yeso en calcita y cuarzo constituyen la facies más característica de la subasociación C-E₁. Alternan con todas las facies que componen esta subasociación, y es especialmente característica la alternancia de láminas de pseudomorfo de yeso en calcita y cuarzo con láminas de carbonato *mudstone*, que da lugar a dobles de laminación paralela (Fig. 3.20.A, B). Estos dobles son especialmente abundantes en la columna de Aguilar (Fig. 3.5).

Las láminas de pseudomorfo de yeso en calcita y cuarzo presentan espesores submilimétricos a milimétricos generalmente pero pueden alcanzar hasta 2 cm de espesor en la parte superior del Grupo Oncala y hasta 10 cm en la parte inferior de la unidad, especialmente en la zona oriental (columna de Aguilar, Fig. 3.5). El espesor y la abundancia de estas láminas aumentan progresivamente hacia la zona noreste de la cuenca, y son más abundantes y gruesas en la parte inferior del Grupo Oncala que en la parte superior (Quijada *et al.*, en prensa a). Aunque generalmente las láminas de pseudomorfo de yeso en calcita y cuarzo son más finas que las láminas de carbonato con las que alternan, en la zona oriental de la cuenca, especialmente en la parte inferior del Grupo Oncala, pueden ser más gruesas que las láminas de carbonatos (columna de Aguilar, Fig. 3.5). La mayor parte de estas láminas son tabulares pero también hay láminas con la base cóncava y el techo plano o convexo. Gran parte de estas láminas son muy continuas lateralmente

(se pueden seguir a lo largo de afloramientos de decenas de metros de longitud) pero algunas se acuñan lateralmente formando láminas de solo algunos centímetros o decímetros de longitud.

Estas láminas se componen fundamentalmente de cristales de calcita pseudoesparítica con inclusiones de micrita, anhidrita y cuarzo y, en menor medida, de cristales cuarzo macrocristalino con abundantes inclusiones de anhidrita (Fig. 3.20, 3.21). Los cristales de calcita y cuarzo se disponen en agregados de pseudomorfo que presentan generalmente hábito lenticular (Fig. 3.20.C-E, 3.21.A) o prismático monoclinico (Fig. 3.20.F) y frecuentemente deforman la matriz de su alrededor. Estos pseudomorfos lenticulares o prismáticos suelen ser de tamaño submilimétrico o milimétrico, aunque algunos pueden llegar a 1 cm. Generalmente las lenticulas se disponen preferentemente subhorizontales a la estratificación o no muestran una orientación preferente. Menos frecuentemente los pseudomorfos se disponen perpendiculares a la estratificación (Fig. 3.21.B) y muy ocasionalmente presentan formas en punta de flecha verticales (Fig. 3.21.C). Estos pseudomorfos orientados perpendicularmente a la estratificación son más comunes en la parte inferior del Grupo Oncala que en la parte superior, y los pseudomorfos en punta de flecha sólo se han observado en la parte inferior de la unidad.

Interpretación

El hábito lenticular o prismático monoclinico (Fig. 3.20.C-F, 3.21.A) que presentan los pseudomorfos en calcita y cuarzo y la deformación del sedimento que los rodea sugieren que originalmente eran yesos intersticiales que crecieron desplazativamente en la parte alta de la columna sedimentaria siguiendo planos de permeabilidad preferente o en la interfase sedimento-agua (Quijada *et al.*, 2013a; *cf.* Magee, 1991; Kendall, 1992; Ortí, 2010a). Sin embargo, no se descarta que algunas de estas láminas pudieran ser el resultado de la acumulación de cristales de yeso precipitados en el seno de la salmuera puesto que los precipitados libres bajo lámina de agua también pueden mostrar hábitos prismáticos y lenticulares (v. Ortí, 2010a).

En el caso de los pseudomorfos dispuestos perpendicularmente a la estratificación (Fig. 3.21.B, C), su característica orientación y la morfología en punta de flecha que presentan algunos de los pseudomorfos son indicativos de yesos de crecimiento vertical precipitados sobre la superficie del sedimento bajo lámina de agua (v. Schreiber *et al.*, 1976; Arakel, 1980; Smoot y Lowenstein, 1991; Warren, 2006; Gibert *et al.*, 2007).

La alternancia de láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo y láminas de carbonato que caracteriza al Grupo Oncala indica importantes cambios de salinidad en los cuerpos de agua en los que se formaron estos depósitos (Quijada *et al.*, 2013a). Estos cambios de salinidad probablemente estaban ligados a alternancia de episodios de inundación y episodios de evaporación, como los que se dan en lagos salinos perennes y efímeros, o salinas costeras (Lowenstein y Hardie, 1985; Smoot y Lowenstein, 1991; Schubel y Lowenstein, 1997; Makhlof y Aziz el-Hadad, 2006; Gibert *et al.*, 2007). Tras los episodios de inundación, la salinidad del agua era más baja y se depositaban carbonatos y, a medida que el agua se iba evaporando, la salmuera se iba concentrando hasta alcanzar condiciones de sobresaturación en yeso. La formación de yeso intersticial, precipitados en el seno de la lámina de agua o sobrecrecimientos de fondo estaba probablemente relacionada con la salinidad de la salmuera. Estudios realizados en salinas marítimas mediterráneas muestran que a concentraciones cercanas a los 140 g/l precipitan yesos microcristalinos entre los tapices microbianos, cuando la salinidad supera los 140 g/l se forman acúmulos de cristales precipitados en el seno de las salmueras, y por encima de los 230 g/l se forman costras de cristales seleníticos

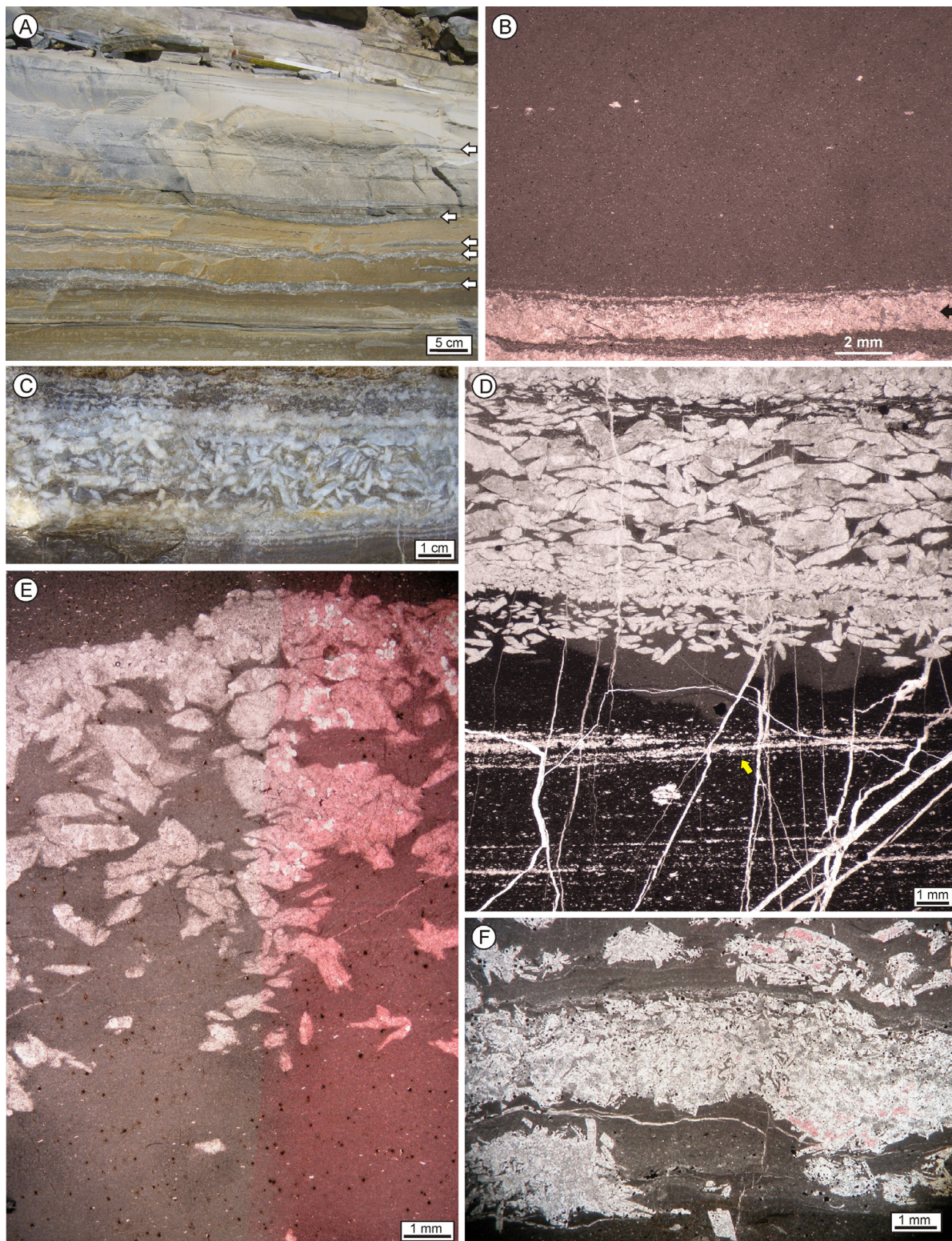


Fig. 3.20. **A.** Fotografía de campo donde se observa la alternancia de láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo (flechas) y de láminas de carbonato mudstone. **B.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de un doblete de laminación paralela compuesto por una lámina de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo (flecha) y una lámina de carbonato mudstone. **C.** Fotografía de campo de láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo. Nótese la morfología lenticular de los pseudomorfos. **D.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de láminas de pseudomorfos de yeso en calcita, alternando con láminas de carbonato peloidal y una lámina de arenita con estratificación cruzada de pequeña escala (flecha). Los pequeños cristales blancos de calcita que aparecen en las láminas de carbonato peloidal y de arenita son pseudomorfos de yeso detrítico. **E.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de una lámina de carbonato mudstone con pseudomorfos de yeso lenticular en calcita y cuarzo, cuya abundancia crece hacia techo donde forman una lámina continua de pseudomorfos de yeso. La parte derecha de la lámina está teñida con alizarina roja S que tiñe de color rojo la calcita y deja sin teñir el cuarzo. **F.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de pseudomorfos de yeso prismático en calcita y cuarzo que precipitaron desplazando láminas gradadas de carbonato mudstone limo-arenoso.

de crecimiento vertical (Fig.3.2.B, C; Ortí *et al.*, 1984; Ortí, 2010b, 2011). Basándonos en este análogo podemos deducir que probablemente los cristales de yeso intersticiales del Grupo Oncala precipitaron en salmueras con salinidades (probablemente cercanas a los 140 g/l) inferiores que los acúmulos de yeso y éstos, a su vez, precipitaron a salinidades inferiores que los yesos de crecimiento vertical formados sobre la superficie del sedimento.

Tras su sedimentación, los depósitos del Grupo Oncala fueron enterrados más de 5500 m (Omodeo-Salè *et al.*, 2014) alcanzando temperaturas de al menos $\approx 225^{\circ}\text{C}$ (Alonso-Azcárate *et al.*, 2001, 2006). Debido a que el yeso no es estable bajo esas condiciones (v. Macdonald, 1953; Jauzein, 1974; Shearman, 1983; Jowett *et al.*, 1993), los depósitos de yeso del Grupo Oncala se anhidritizaron durante el enterramiento (Quijada *et al.*, 2013a), como sugieren las abundantes inclusiones de anhidrita contenidas en la calcita y el cuarzo que componen actualmente los pseudomorfos de yeso (Fig. 3.21.D, E). Posteriormente esta anhidrita fue parcialmente remplazada por cuarzo y, por último, el sulfato que no había sido silicificado fue calcitizado durante la exhumación de estos depósitos al invertirse tectónicamente la cuenca de Cameros (Quijada *et al.*, 2013a). Este tipo de procesos de calcitización son habituales en sucesiones de sulfatos que durante la exhumación reaccionan con aguas meteóricas subsaturadas en CaSO_4 y sobresaturadas en CaCO_3 (p. ej. Pierre y Rouchy, 1988; Warren, 2006). El remplazamiento del sulfato por cuarzo se interpreta como anterior a la calcitización debido a que también se encuentran cristales de cuarzo macrocristalino con anhidrita en los depósitos de yeso sin calcitizar (v. apartado 3.4.2.c.1). Asimismo, el hecho de que los cristales de cuarzo estén corroídos y que los cristales de calcita contengan inclusiones de cuarzo (Fig. 3.21.D) también sugiere que la calcitización fue posterior a la precipitación de cuarzo.

3.4.2.a.2. Facies 9. Láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala

Descripción

Las láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala son otra facies abundante en la asociación de carbonatos y evaporitas laminados (C-E). Aunque las láminas de (yeso)arenita aparecen de base a techo del Grupo Oncala, son especialmente abundantes en los últimos metros de la unidad (Fig. 3.5).

Las láminas de (yeso)arenita presentan espesores de entre unos pocos milímetros y 2 cm (Fig. 3.22), y forman tanto capas muy continuas a lo largo de afloramientos de decenas a cientos de metros de longitud como capas discontinuas que se acuñan lateralmente dando lentejones de centímetros o decímetros de longitud. Las láminas de (yeso)arenita están compuestas por pseudomorfos lenticulares irregulares en calcita y cuarzo, peloides, fragmentos de ostrácodos, poco abundantes granos de cuarzo y mica y raros fragmentos de gasterópodos (Fig. 3.22.D, E). Las láminas de (yeso)arenita de la zona central del Grupo Oncala (columna de Yanguas, Fig. 3.5) contienen menos pseudomorfos en calcita y cuarzo, y más ostrácodos y gasterópodos que las láminas de (yeso)arenita de la zona oriental del Grupo Oncala (columnas de Magaña, Aguilar y Cervera, Fig. 3.5). El tamaño de los granos es de arena muy fina a fina y la textura es grano-soportada. Se caracterizan por presentar estratificación cruzada de pequeña escala (Fig. 3.22) asociada a *ripples* de corriente y a *ripples* de oscilación, los cuales muestran láminas de *foreset* muy tendidas (menos de 10° de buzamiento).

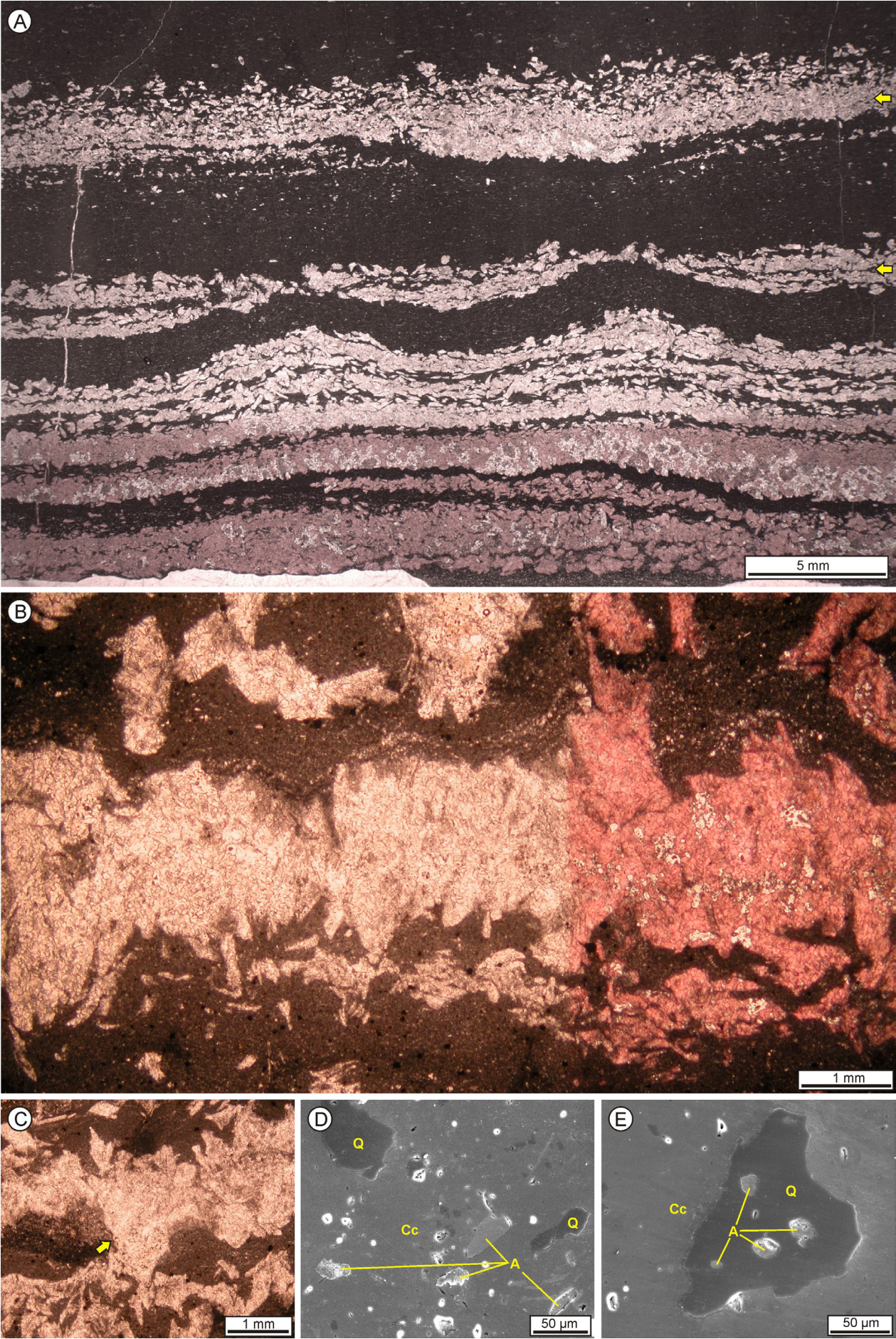


Fig. 3.21.A. Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de láminas de pseudomorfos de yeso lenticular en calcita y cuarzo alternando con láminas de carbonato peloidal. Las dos láminas superiores (flechas) podrían haber estado compuestas originalmente por yeso detrítico ya que presentan base irregular, techo plano y gradación positiva. La parte inferior de la lámina está teñida con alizarina roja S, que tiñe de color rojo la calcita y deja sin teñir el cuarzo. **B.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de una lámina de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo orientados perpendicularmente a la estratificación. La parte derecha de la lámina está teñida con alizarina roja S que tiñe de color rojo la calcita y deja sin teñir el cuarzo. **C.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de pseudomorfos de yeso en calcita. Obsérvese la morfología en punta de flecha vertical del pseudomorfo indicado con la flecha. **D.** Imagen realizada mediante microscopio electrónico de barrido de los cristales de calcita (Cc) y cuarzo (Q) que componen las láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo. Obsérvense las inclusiones de anhidrita y cuarzo que contiene la calcita. **E.** Imagen realizada mediante microscopio electrónico de barrido de los cristales de calcita (Cc) y cuarzo (Q) que componen las láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo. Obsérvense las inclusiones de anhidrita que contiene el cuarzo.

Interpretación

Las láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala se formaron como consecuencia de corrientes tractivas. El origen de los granos de arena que componen estas láminas es intracuencal (Quijada *et al.*, 2013a), ya que todos sus componentes se encuentran también en otras facies carbonáticas y evaporíticas depositadas en el Grupo Oncala. En concreto, los pseudomorfos en calcita y cuarzo muy abundantes en estas láminas se interpretan como pseudomorfos de yeso detrítico debido a su morfología lenticular (Quijada *et al.*, 2013a). El aspecto irregular de estas lenticulas probablemente se debe a la erosión de estos granos de yesoarenita durante su transporte. Las capas que presentan *ripples* de corriente se formaron como resultado de flujos unidireccionales. Aunque este tipo de *ripples* se pueden formar a cualquier profundidad, en lagos o cuerpos de agua de relativamente pequeñas dimensiones son más comunes en áreas someras (Reineck y Singh, 1973). Las capas con *ripples* de oscilación se formaron como consecuencia de flujos oscilatorios producidos por el oleaje. Los *ripples* de oscilación probablemente también se desarrollaron en zonas relativamente someras ya que este tipo de *ripples* son más comunes en ambientes de poca profundidad (Allen, 1982; Nichols, 2009). De hecho, en lagos o cuerpos de agua relativamente pequeños su presencia se restringe durante condiciones normales a zonas de unos pocos metros de profundidad o durante tormentas a zonas de 10-15 m de profundidad como máximo (Allen, 1982; Håkanson, 2007). Además, el pequeño tamaño de los *ripples* de oscilación y el bajo ángulo de buzamiento de las láminas de *foreset* son indicativos también de láminas de agua de poca profundidad (Reineck y Singh, 1973). En ambientes evaporíticos la presencia de yesoarenita con estratificación cruzada es característica de ambientes someros en la zona fótica (Schreiber *et al.*, 1976; Kendall, 1992; Warren, 2006).

3.4.2.b. Subasociación de facies C-E₂

La subasociación de facies C-E₂ aparece únicamente en la zona oriental del Grupo Oncala, al este de la localidad de Valdemadera (Fig. 3.23), y es mucho más abundante en la parte inferior del Grupo Oncala que en la parte superior de la unidad (Fig. 3.5, 3.23). Esta subasociación de facies se caracteriza por la presencia de brechas carbonáticas (facies 10), que alternan con las mismas facies que la subasociación de facies C-E₁ (tabla 3.1): láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1), láminas de carbonato *mudstone* (facies 2), estromatolitos (facies 3), láminas de carbonato peloidal (facies 4), lutitas (facies 5), carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos (facies 6), láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo (facies 8) y láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala (facies 9). En esta subasociación C-E₂, las facies carbonáticas (facies 1, 2, 3, 4 y 6) tienen composición calcítica.

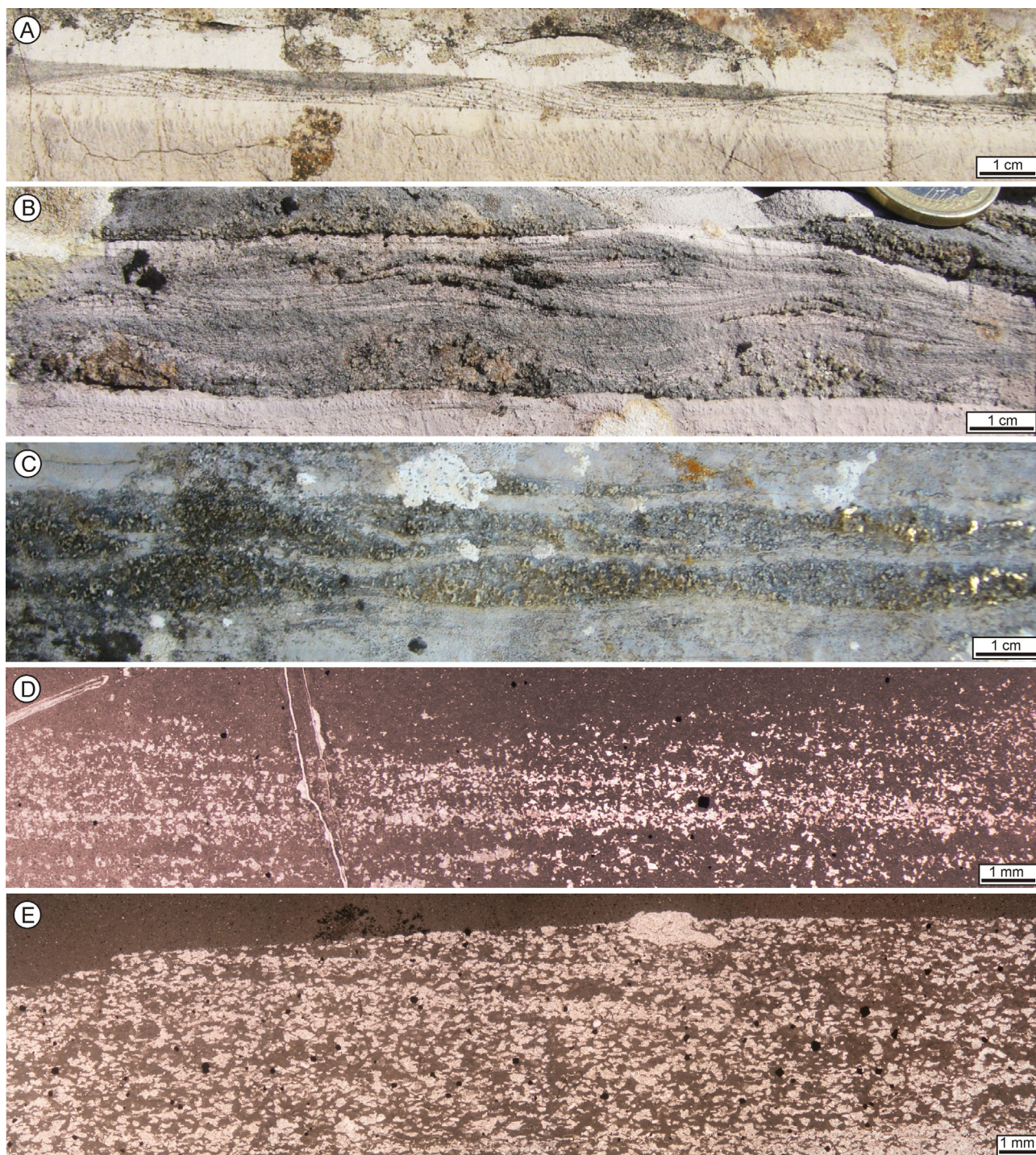


Fig. 3.22. Láminas de (yeso)arenita compuesta por pseudomorfos de yeso detrítico en calcita y cuarzo, peloides y fragmentos de ostrácodos, con estratificación cruzada de pequeña escala. **A.** Fotografía de campo de una lámina de (yeso)arenita con ripples de corriente, posiblemente con retoque de oscilación como sugiere la simetría de sus flancos. **B.** Fotografía de campo de una capa de (yeso)arenita con ripples de oscilación. **C.** Fotografía de campo de dos láminas de (yeso)arenita con ripples, en los que la laminación está mal conservada. **D.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala. La (yeso)arenita está compuesta por peloides y pseudomorfos de yeso detrítico en calcita. **E.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala. La arenita está compuesta por pseudomorfos de yeso detrítico en calcita, peloides y escasos fragmentos de ostrácodos.

La subasociación C-E₂, especialmente en la parte inferior del Grupo Oncala, suele estar deformada en pliegues poliarmónicos, consistentes en pliegues de amplitudes decamétricas que contienen pliegues de amplitudes decimétricas a métricas, y éstos, a su vez, contienen pliegues de amplitudes milimétricas a centimétricas (Fig. 13, 14 y 15A-D de Quijada *et al.*, en prensa a). Los pliegues poliarmónicos están orientados en dirección aproximadamente

NO-SE, similar a las principales estructuras regionales (Fig. 3.23; Quijada *et al.*, en prensa a). En la parte superior del Grupo Oncala, donde la deformación tectónica es menos intensa, no se observan pliegues poliarmónicos, aunque existen esporádicos pliegues de amplitudes centimétricas a decimétricas y pequeñas fallas (Quijada *et al.*, en prensa a). En la parte superior de la unidad, las brechas suelen aparecer asociadas a estas estructuras, o en capas de poco espesor (centimétricas o decimétricas) interestratificadas entre láminas de carbonato y de pseudomorfo de yeso en calcita y cuarzo.

A continuación, se describen las principales características de las brechas carbonáticas que caracterizan la subasociación de facies C-E₂ y se interpretan los procesos que las generaron.

3.4.2.b.1. Facies 10. Brechas carbonáticas

Descripción

Las capas de brechas carbonáticas muestran unos espesores muy variables de entre unos pocos centímetros y 12 m, y son más abundantes y potentes hacia el noreste de la cuenca (Fig. 3.23; Quijada *et al.*, en prensa a). Estas capas de brechas pueden presentarse en puntos muy localizados asociados a pliegues o fallas o ser muy continuas lateralmente (hasta cientos de metros de continuidad lateral). Las brechas están intercaladas con, y pasan lateralmente a, láminas alternantes de caliza (predominantemente facies 2 de láminas de carbonato *mudstone* y facies 1 de láminas gradadas de carbonato limo-arenoso) y de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo (facies 8). Los contactos de las brechas con estas facies adyacentes suelen ser irregulares (Fig. 3.24.A).

Las brechas están compuestas por fragmentos de carbonato flotando en una matriz de cristales de calcita y cuarzo (Fig. 3.24.B-D). Los fragmentos que componen las brechas tienen morfología prismática rectangular y tamaños desde unos pocos milímetros hasta 10 cm de largo. Estos fragmentos están compuestos por carbonato *mudstone* (calcítico) con escasos granos de cuarzo, carbonato y mica y ostrácodos, y pueden contener algunos pseudomorfos lenticulares en calcita y cuarzo (Fig. 3.24.D). La matriz consiste en un mosaico de calcita pseudoesparítica con inclusiones de micrita, anhidrita y cuarzo y, en menor medida, de cuarzo macrocristalino con abundantes inclusiones de anhidrita (Fig. 3.24.D). Los fragmentos pueden estar desde muy poco desplazados (lo que permite reconocer la estratificación original) hasta totalmente desorganizados (Quijada *et al.*, en prensa a). En muchas capas de brechas la orientación de los fragmentos permite reconocer pliegues, que comúnmente son poliharmónicos (Fig. 3.24.C, E, F; Quijada *et al.*, en prensa a). Estos pliegues están orientados en dirección NO-SE, al igual que las estructuras tectónicas regionales (Fig. 3.23; Quijada *et al.*, en prensa a).

Interpretación

Las brechas carbonáticas se interpretan como brechas tectónicas de flujo de sulfatos, es decir, brechas causadas por la deformación tectónica de los depósitos evaporítico-carbonáticos del Grupo Oncala durante la inversión de la cuenca de Cameros (Quijada *et al.*, en prensa a). Las similitudes entre los fragmentos que componen las brechas y las láminas de carbonato *mudstone* (v. apartado 3.4.1.b) y entre la matriz de las brechas y las láminas de pseudomorfos de

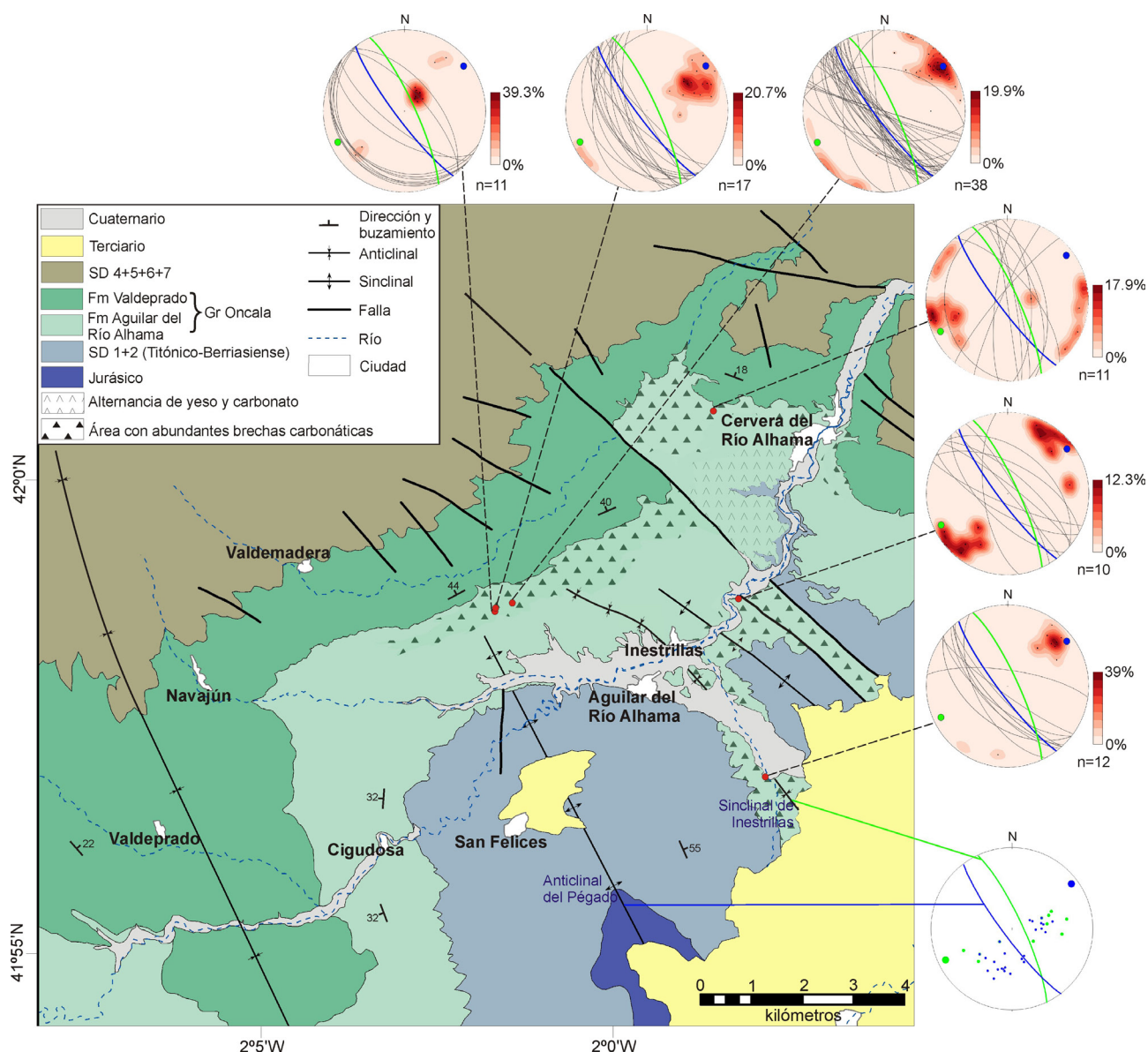


Fig. 3.23. Mapa geológico del área oriental del Grupo Oncala y proyecciones estereográficas en las que se representan los planos axiales de los pliegues en esa área (traducido de Quijada *et al.*, en prensa a). Obsérvese que las brechas carbonáticas están presentes al este de la localidad de Valdemadera, y que son más abundantes hacia el noreste de la cuenca y en la parte inferior del Grupo Oncala que en la parte superior de la unidad. Nótese también que, en la zona más oriental de la cuenca (junto a Cervera del Río Alhama), la parte inferior del Grupo Oncala está compuesta por una alternancia de láminas de yeso y carbonato. El estereograma inferior derecho muestra los planos axiales y los polos del anticlinal del Pégado (azul) y del sinclinal de Inestrillas (verde), calculados a partir de los polos de la estratificación (puntos pequeños). Los demás estereogramas muestran los planos axiales, polos y contornos de densidad de los polos de los pliegues de amplitud decimétrica a métrica del Grupo Oncala (los puntos rojos del mapa señalan la localización de las estaciones de medida). Los pliegues axiales y polos del anticlinal del Pégado (azul) y del sinclinal de Inestrillas (verde) se han representado en todos los estereogramas para facilitar su comparación.

yeso en calcita y cuarzo (v. apartado 3.4.2.a.1) sugieren que las capas de brechas estaban compuestas originalmente por una alternancia de láminas de carbonato *mudstone* y láminas de yeso. Durante el enterramiento las láminas de yeso fueron remplazadas por anhidrita (v. apartado 3.4.2.a.1) y posteriormente, durante la inversión de la cuenca, las láminas alternantes de carbonato y anhidrita fueron deformadas tectónicamente (Quijada *et al.*, en prensa a). La deformación tectónica de estos depósitos explica la presencia de pliegues con orientación NO-SE, tanto en las brechas carbonáticas como en las facies asociadas con ellas, idéntica a la orientación de las principales estructuras regionales en la zona oriental de la cuenca de Cameros (Fig. 3.23; Quijada *et al.*, en prensa a). Anteriormente estos

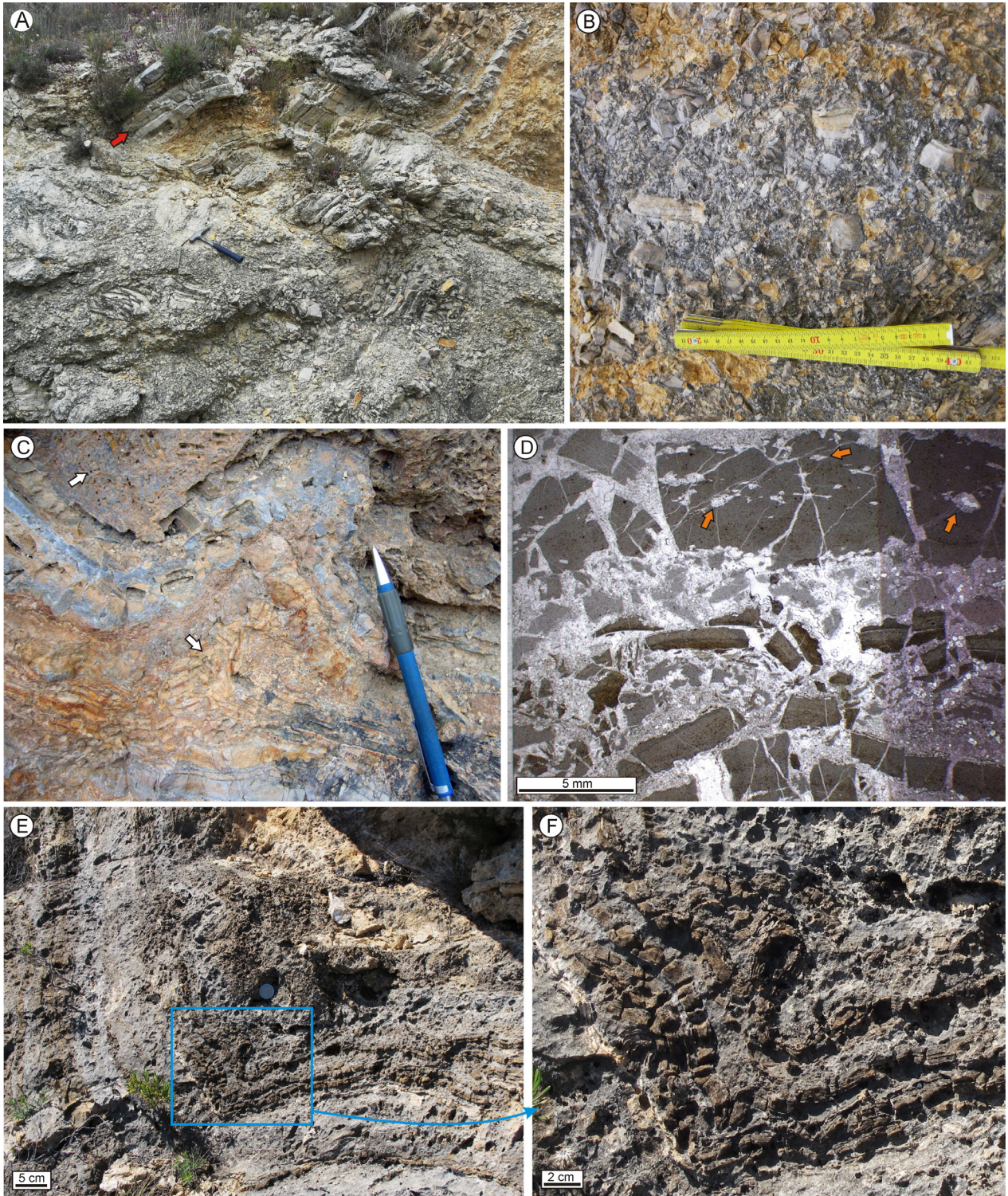


Fig. 3.24. Brechas carbonáticas. **A.** Fotografía de campo de una capa de brecha carbonática caótica que pasa lateralmente a una alternancia de láminas de carbonato y de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo (flecha). Obsérvese que el contacto entre ambas litologías es irregular. **B.** Fotografía de campo de una brecha carbonática caótica compuesta por fragmentos prismáticos rectangulares de carbonato mudstone. **C.** Fotografía de campo de una brecha carbonática asociada a pliegues. Obsérvese que la disposición de los fragmentos que componen la brecha permite reconocer la estratificación pero en el núcleo de los pliegues, especialmente cuando la brechificación afecta a láminas de poco espesor, los fragmentos están tan desorganizados que la brecha presenta un aspecto caótico (flechas). **D.** Fotografía realizada con el microscopio de luz transmitida de una brecha compuesta por fragmentos de carbonato mudstone (color oscuro) con pseudomorfos lenticulares en calcita y cuarzo (flechas), flotando en una matriz de calcita y cuarzo (color claro en la parte izquierda de la imagen). Obsérvese que la estratificación original de las capas de carbonato está preservada y que los fragmentos de carbonato de mayor tamaño están menos desorganizados que los de menor tamaño. La parte derecha de la lámina está teñida con alizarina roja S, que tiñe de color rojo la calcita y deja sin teñir el cuarzo. **E.** Alternancia de láminas brechificadas de carbonato mudstone (color ocre) y láminas de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo (color gris) deformadas por pliegues poliharmónicos. **F.** Detalle de los pliegues de escala centimétrica contenidos dentro del sinclinal decimétrico mostrado en la Fig. 3.24.E.

pliegues se habían interpretado como el resultado de *slumps* por varios autores (Salomon, 1982; Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000), ya que los depósitos de *slump* muestran comúnmente importante deformación de las capas (Martinsen, 1994; Stow *et al.*, 1996; Posamentier y Martinsen, 2011; Tucker, 2011), incluyendo pliegues poliarmónicos (Byrne, 1994). Sin embargo, los pliegues de *slump* no están geoméricamente relacionados con estructuras tectónicas regionales (p. ej. Woodcock, 1976) y son predominantemente recumbentes o tumbados (p. ej. Woodcock, 1976; Spalluto *et al.*, 2007; Tucker, 2011), lo que contrasta con los pliegues presentes en el Grupo Oncala. Además, las brechas carbonáticas del Grupo Oncala no muestran evidencias de origen sinsedimentario o de haber sido causadas por procesos gravitacionales (v. Quijada *et al.*, en prensa a).

Durante la deformación de los depósitos laminados carbonático-sulfáticos del Grupo Oncala, debido al diferente comportamiento reológico que muestran estas dos litologías, las láminas de anhidrita respondieron de manera plástica a los esfuerzos mientras que las láminas de carbonato se rompieron y desorganizaron, dando lugar a una brecha de fragmentos prismáticos de carbonato flotando en una matriz de anhidrita (Quijada *et al.*, en prensa a). Posteriormente la anhidrita fue remplazada parcialmente por cuarzo y, finalmente, por calcita durante la exhumación (v. apartado 3.4.2.a.1; Quijada *et al.*, en prensa a). La entrada de fluidos saturados en carbonato cálcico, además de causar la calcitización de la anhidrita, probablemente causó el remplazamiento de la dolomicrita sinsedimentaria de las láminas de carbonato por calcita microesparítica (v. apartado 3.4.2.a.3). Debido a estos sucesivos procesos de remplazamiento, las brechas adquirieron la composición que presentan en la actualidad (Quijada *et al.*, en prensa a).

La proporción de sulfato *versus* carbonato en los depósitos originales probablemente controlaba el grado de brechificación de las capas (Quijada *et al.*, en prensa a). De manera que si la proporción de sulfato era alta, la anhidrita podía fluir en mayor medida y las láminas de carbonato se rompían y desorganizaban más intensamente. Si, por el contrario, la proporción de sulfato era baja, la anhidrita casi no podía fluir y las láminas de carbonato apenas se brechificaban. Esta proporción de sulfato *versus* carbonato probablemente explica la mayor abundancia de brechas calcáreas hacia el noreste del Grupo Oncala, ya que la cantidad y espesor de las láminas evaporíticas aumenta en esa dirección (v. apartado 3.4.2.a.1). Asimismo, la mayor abundancia y entidad de las brechas carbonáticas en la parte inferior del Grupo Oncala que en la parte superior está ligada probablemente a la mayor proporción de evaporitas que se da en la parte inferior de la unidad (v. apartado 3.4.2.a.1).

3.4.2.c. Subasociación de facies C-E₃

La subasociación de facies C-E₃ está presente únicamente en la zona más oriental de la cuenca, en la parte inferior del Grupo Oncala, es decir, en la parte inferior de la columna de Cervera y en escasas capas de la parte inferior de la sección de Aguilar (Fig. 3.5). La subasociación de facies C-E₃ (tabla 3.1, Fig. 3.25) se compone de láminas de yeso secundario que alternan con facies carbonáticas (facies 1, 2, 3, 4 y 6) y con lutitas (facies 5). Todas estas facies presentan abundantes grietas de desecación en la columna de Cervera, y también se han observado algunos *tepees* en estos depósitos. Los depósitos que constituyen la asociación de facies C-E₃ están comúnmente deformados por pliegues de tamaño centimétrico a métrico (Fig. 3.25.A, Fig. 15E-G de Quijada *et al.*, en prensa a), y las láminas de carbonato que alternan con las láminas de yeso secundario suelen estar rotas en fragmentos prismáticos de varios centímetros de longitud hasta fragmentos submilimétricos (Fig. 3.25.A., 3.27.A, B, Fig. 12C-D de Quijada *et al.*, en prensa a).

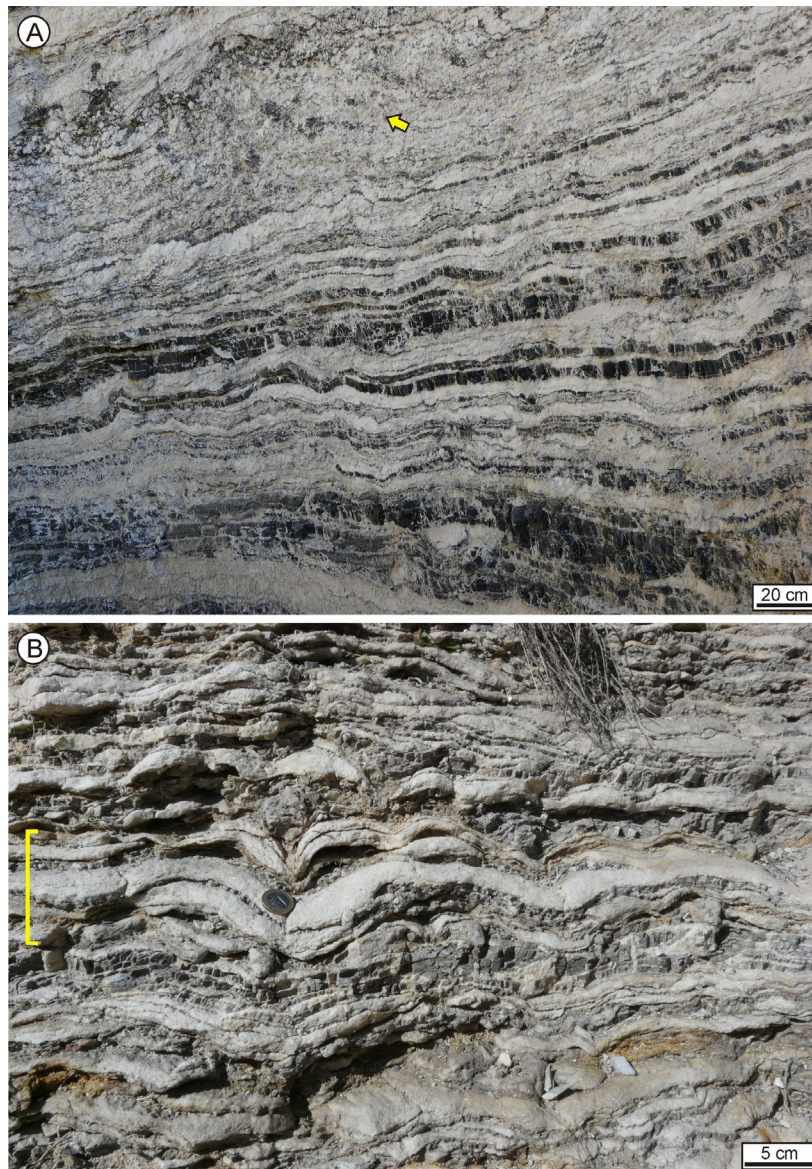


Fig. 3.25. Fotografías de campo de la subasociación de facies C-E3 formada por láminas de yeso secundario alternando con láminas de carbonato. **A.** Láminas de yeso secundario tabulares y continuas lateralmente que alternan con láminas de carbonato fracturadas. Obsérvese que en la mayor parte del afloramiento los fragmentos de carbonato han sido poco desplazados lo que permite reconocer la estratificación original. Sin embargo, en la parte superior (flecha) están más desorganizados y no se reconoce la estratificación original. **B.** Alternancia de láminas de yeso secundario y carbonato con morfología dómica en la zona marcada con el corchete.

Las facies carbonáticas de la subasociación de facies C-E₃ (facies 1-6) tienen composición dolomítica, y ocasionalmente contienen estructuras de bioturbación que recuerdan a estructuras de tipo *chondrites* (Fig. 3.26; cf. Ekdale, 1977; Bromley, 1996; Savrda *et al.*, 2010). Estas estructuras de tipo *chondrites* muestran morfologías ligeramente curvadas y secciones circulares de menos de 150 μm de diámetro (Fig. 3.26). El diámetro se mantiene constante a lo largo de los túneles, que muestran paredes netas sin revestimiento. Generalmente estas estructuras están rellenas por cristales de calcita esparítica elongados, paralelos a la pared de la bioturbación, aunque algunas de las bioturbaciones están rellenas por yeso de aspecto fibroso orientado paralelamente a las paredes.

A continuación, se describe e interpreta la facies de láminas de yeso secundario que caracteriza a la subasociación de facies C-E₃.

3.4.2.c.1. Facies 11. Láminas de yeso secundario

Descripción

Las láminas de yeso secundario presentan espesores desde submilimétricos hasta de 10 cm y son tabulares y muy continuas lateralmente (Fig. 3.25.A), pudiéndose seguir a lo largo de afloramientos de decenas a cientos de metros. La base y el techo de estas láminas suelen ser planos, aunque ocasionalmente se han distinguido láminas dómicas de yeso inferiores a 2 cm de espesor que alternan con láminas de carbonato *mudstone* submilimétricas o de hasta 2 mm de espesor (Fig. 3.25.B).

Las láminas de yeso están compuestas fundamentalmente por cristales de yeso xenotópico granular (Fig. 3.27.A, B). El tamaño de estos cristales varía entre 25 μm y 1 mm y está relacionado con la mayor o menor abundancia de fragmentos de carbonato *mudstone* que contengan las láminas, de forma que las láminas con mayor cantidad de fragmentos de carbonato presentan cristales de yeso xenotópico granular de 25-150 μm y las láminas que apenas contienen carbonato están formadas por cristales de yeso de 200 μm -1mm. Menos comúnmente las láminas de yeso secundario están formadas por yeso xenotópico ameboides y por yeso macrocristalino con inclusiones de anhidrita y yeso xenotópico ameboides (Fig. 3.27.C, D). Además, las láminas de yeso contienen frecuentemente cristales de cuarzo macrocristalino con inclusiones de anhidrita (Fig. 3.27.E).

En gran parte de las láminas de yeso secundario la morfología de los cristales originales no es identificable. Sin embargo, ocasionalmente se puede reconocer la morfología de los cristales originales en el límite entre la lámina de yeso secundario y las láminas de carbonato con las que alternan. Por lo general, se reconocen hábitos lenticulares y prismáticos monoclinos y ortorrómbicos (Fig. 3.27.F, G). Además, ocasionalmente se observan pseudomorfos de hasta 10 cm en forma de cono invertido que deforman las capas infrayacentes (Fig. 3.27.H). También poco frecuentemente aparecen láminas masivas compuestas por pseudomorfos anhedrales de menos de 50 μm a techo de láminas de carbonato *mudstone* y el paso entre ambas láminas suele ser gradual (Fig. 3.27.I).

Interpretación

Se interpreta que estas láminas evaporíticas estaban compuestas originalmente por yeso primario. El hábito lenticular o prismático monoclinico de los pseudomorfos que se ha identificado en algunas láminas (Fig. 3.27.F, G) sugiere que al menos parte del yeso original era yeso intersticial formado dentro de una matriz carbonática a favor de planos de permeabilidad preferente o en la interfase sedimento-agua. El hábito ortorrómbico de algunos pseudomorfos indica que también habría precipitado anhidrita intersticial durante la diagénesis sinsedimentaria. Sin embargo, en gran parte de las láminas de yeso secundario no es posible identificar el hábito del yeso original por lo que no se puede descartar que parte de estas láminas fueran originalmente acúmulos de cristales de yeso precipitados en el seno de la masa de agua o en la interfase agua-aire. De hecho, las láminas masivas compuestas por pseudomorfos de menos de 50 μm a techo de láminas de carbonato *mudstone* (Fig. 3.27.I) se interpretan como acúmulos de cristales

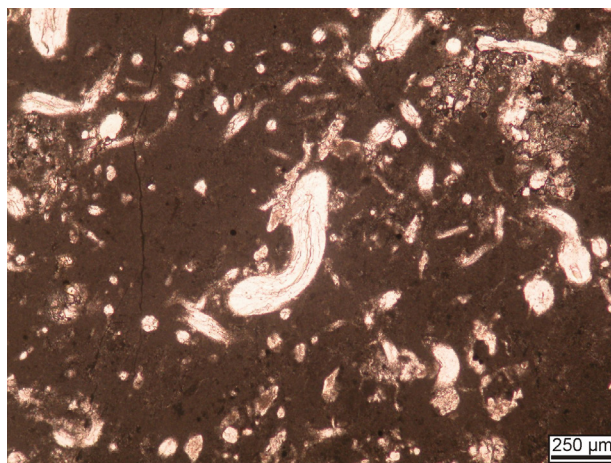


Fig. 3.26. Estructuras de bioturbación de tipo chondrites en una lámina de carbonato *mudstone*. Obsérvese que presentan morfologías ligeramente curvadas y secciones circulares, y que el diámetro se mantiene constante a lo largo de los túneles, que muestran paredes netas sin revestimiento. Nótese que están rellenas por cristales de calcita esparítica paralelos a la pared de la bioturbación.

de yeso nucleados en el seno de la masa de agua o en la interfase agua-aire (cf. Schreiber *et al.*, 1976; Schreiber, 1978; Gibert *et al.*, 2007; Ortí, 2010a). El paso gradual del carbonato *mudstone* a los pseudomorfos de yeso refleja probablemente un incremento progresivo en la concentración de la salmuera. También parece probable que se diera precipitación subacuática de yeso de crecimiento vertical sobre la superficie del sedimento, como sugiere la presencia de pseudomorfos con morfología cónica invertida que deforman las láminas infrayacentes (Fig. 3.27.H). Estos pseudomorfos cónicos se interpretan como pequeños conos de nucleación de cristales seleníticos cuya carga deformó el sedimento bajo ellos (cf. Busquets *et al.*, 1985; Ortí, 2011). Por otra parte, las láminas cóncavas de yeso con finas intercalaciones de carbonato *mudstone* (Fig. 3.25.B) podrían haber sido originalmente costras de yeso asociadas a tapices microbianos (cf. Aref, 1998; Rouchy y Monty, 2000; Makhoul y El-Haddad, 2006; Aref *et al.*, 2014; Taher, 2014).

Como sugiere la presencia de ocasionales inclusiones de anhidrita en los cristales de yeso secundario (Fig. 3.27.D), el yeso que originalmente formaba estas láminas se convirtió en anhidrita durante el enterramiento. Posteriormente, durante la inversión de la cuenca de Cameros, los depósitos sulfático-carbonáticos de la zona oriental del Grupo Oncala fueron intensamente deformados (v. Quijada *et al.*, aceptado con cambios mayores). Debido a que la anhidrita tiene un comportamiento reológico dúctil en profundidad (Müller y Briegel, 1978; Müller *et al.*, 1981; Jordan y Nüesch, 1989; Schreiber y Helman, 2005), las láminas compuestas por este mineral fluyeron durante la compresión, mientras que las láminas de carbonato, de comportamiento frágil (Müller y Briegel, 1978; Helman y Schreiber, 1985), se rompieron en multitud de fragmentos que fueron arrastrados por la anhidrita (Fig. 3.25.A, 3.27.A, 3.27.B; Quijada *et al.*, en prensa a). Posteriormente una pequeña parte de la anhidrita fue remplazada por cuarzo macrocristalino, como sugiere la presencia de cristales de cuarzo con abundantes inclusiones de anhidrita (Fig. 3.27.E). Durante la exhumación, la anhidrita se volvió inestable al entrar en contacto con aguas meteóricas y fue remplazada por yeso secundario, como suele ser habitual durante la exhumación de sucesiones sulfáticas (Holliday, 1970; Lugli, 2001; Warren, 2006). Como consecuencia de la rehidratación de la anhidrita, el primer tipo de yeso secundario que precipitó fue el yeso xenotópico ameboidal (Fig. 3.27.C, D), caracterizado por presentar gran cantidad de defectos estructurales y deformación de la red cristalina, que indican cristalización rápida y deformaciones locales por aumento de volumen (Holliday, 1970; Ciarapica *et al.*, 1985; Lugli, 2001). Este yeso xenotópico ameboidal era inestable debido a su gran cantidad de defectos estructurales y recrystalizó parcialmente en yesos macrocristalinos que contienen inclusiones de yeso xenotópico ameboidal y de anhidrita (Fig. 3.27.D), de forma similar a los procesos de recrystalización descritos en la Formación triásica de Burano en los Apeninos (Lugli, 2001). Por último, durante las fases más tardías de la diagénesis o incluso durante la meteorización superficial precipitó el yeso xenotópico granular que predomina actualmente en las láminas de yeso secundario (Fig. 3.27.A, B). Este yeso xenotópico granular probablemente se formó por neomorfismo del yeso xenotópico ameboidal (cf. Holliday, 1970). La estrecha relación entre el tamaño de los cristales de yeso xenotópico granular y la cantidad de fragmentos de carbonato *mudstone* sugiere que el crecimiento de dichos cristales de yeso se veía dificultado por la presencia de fragmentos de carbonato (Fig. 3.27.B).

3.4.2.A. Interpretación de la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados C-E

Las características sedimentarias de las facies que componen la asociación C-E indican que estos depósitos se formaron en cuerpos de agua carbonático-evaporíticos tranquilos, protegidos de la agitación y de la actividad

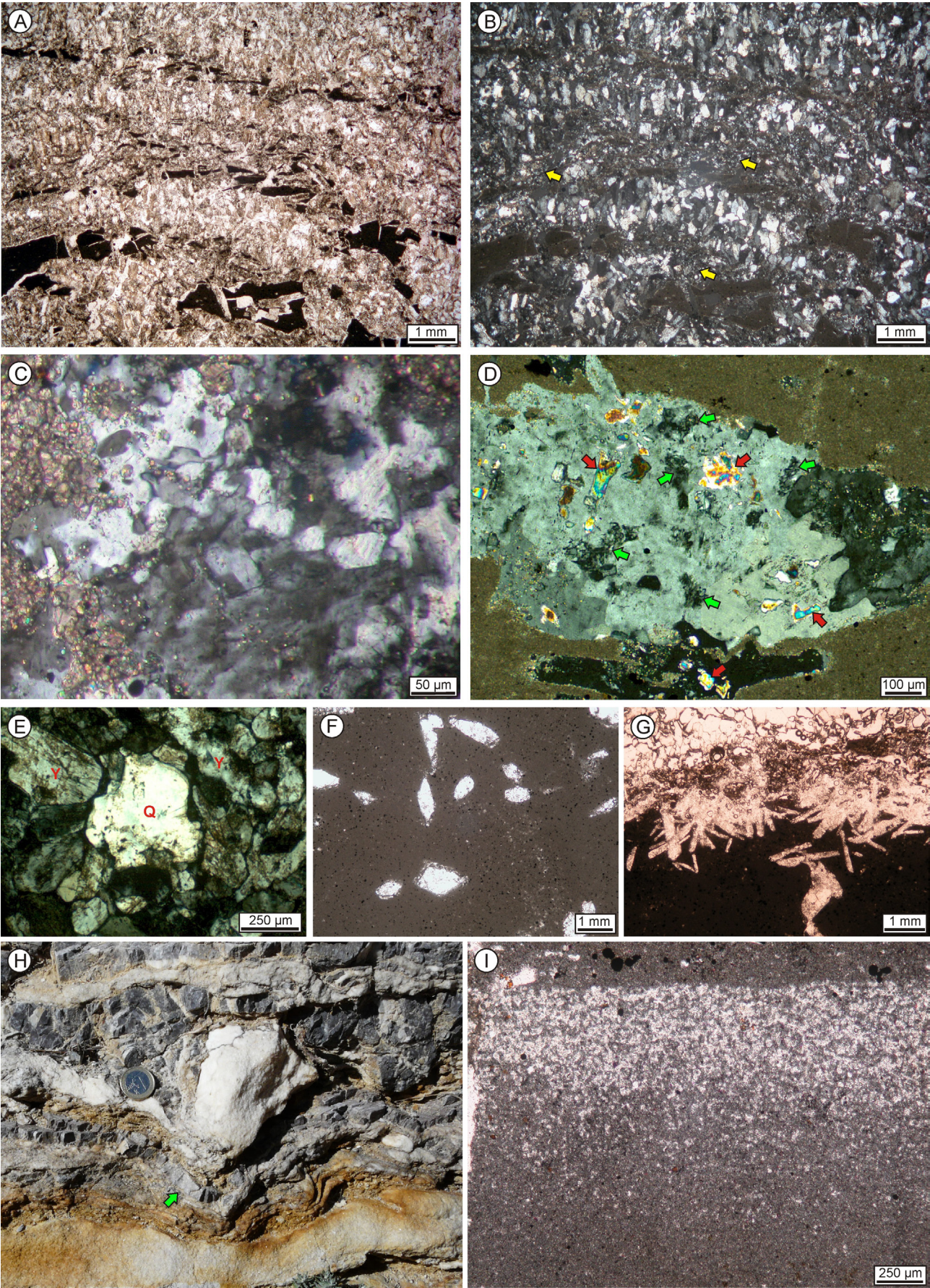


Fig. 3.27. Láminas de yeso secundario. **A.** Láminas compuestas por yeso xenotópico granular (color claro) que alternan con láminas de carbonato mudstone (color oscuro) fracturadas en fragmentos submilimétricos. Microscopio de luz transmitida, nícoles paralelos. **B.** Misma imagen que la fotografía anterior pero con nícoles cruzados. Obsérvese que los cristales de yeso xenotópico granular en zonas con mayor cantidad de fragmentos de carbonato son de menor tamaño (flechas) mientras que los de las zonas con menor cantidad de impurezas presentan tamaños mayores. **C.** Detalle del yeso xenotópico ameboide. Microscopio de luz transmitida, nícoles cruzados. **D.** Yeso macrocristalino con inclusiones de anhidrita (flechas rojas) y de yeso xenotópico ameboide (flechas verdes). Microscopio de luz transmitida, nícoles cruzados. **E.** Detalle de un cristal de cuarzo (Q) en una lámina compuesta fundamentalmente por yeso xenotópico granular (Y). Microscopio de luz transmitida, nícoles cruzados. **F.** Detalle de pseudomorfos de yeso de hábito lenticular. Microscopio de luz transmitida, nícoles paralelos. **G.** Lámina de yeso secundario formada por pseudomorfos de hábito prismático. Microscopio de luz transmitida, nícoles paralelos. **H.** Fotografía de campo de un pseudomorfo con forma de cono invertido que deforma las láminas infrayacentes (flecha). **I.** Lámina masiva de yeso secundario compuesta por pseudomorfos anhedrales de pequeño tamaño. Obsérvese el cambio gradual de la lámina de carbonato mudstone infrayacente a la lámina de yeso. Microscopio de luz transmitida, nícoles paralelos.

de organismos bioturbadores. La repetitiva alternancia de láminas carbonáticas y láminas evaporíticas se interpreta como el resultado de condiciones de salinidad fluctuantes, similares a las que tienen lugar en lagos salinos perennes o efímeros, y salinas costeras (Lowenstein y Hardie, 1985; Smoot y Lowenstein, 1991; Schubel y Lowenstein, 1997; Makhlof y Aziz El-Hadad, 2006; Gibert *et al.*, 2007). Tras la entrada de agua en estos ambientes, la salinidad era menor y precipitaba carbonato, y a medida que el agua se evaporaba, la concentración de la salmuera iba aumentando hasta alcanzar las condiciones de saturación en sulfato cálcico. La mayor abundancia de láminas evaporíticas y el mayor espesor de éstas hacia la zona nororiental de la cuenca sugieren que la salinidad de los cuerpos de agua aumentaba hacia esa zona. Asimismo, probablemente se alcanzaran mayores salinidades en los cuerpos de agua formados en la parte inferior del Grupo Oncala que los de la parte superior, ya que las láminas evaporíticas son más abundantes y gruesas en la mitad inferior de las columnas de Aguilar y Cervera (Fig. 3.5, anexos 4 y 5). La precipitación de acúmulos de yeso en el seno de la masa de agua y de yesos de crecimiento vertical sobre la superficie del sedimento en la parte inferior del Grupo Oncala, en la parte nororiental de la cuenca (v. apartados 3.4.2.a.1 y 3.4.2.c.1), es coherente con la interpretación de que la salinidad era mayor durante la sedimentación de la parte inferior de la unidad y en la zona noreste de la cuenca.

Al igual que los cuerpos de agua donde se acumulaban los depósitos de la asociación de facies de carbonatos laminados (CL), los cuerpos de agua donde se formaron los sedimentos de la asociación de facies de carbonatos y evaporitas laminados (C-E) también eran poco profundos (Quijada *et al.*, 2013a), como sugieren las siguientes características sedimentarias: a) presencia de grietas de desecación y de sinéresis a techo de las láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 1), de las láminas carbonato mudstone (facies 2), de las láminas de carbonato peloidal (facies 4), de las láminas de lutita (facies 5) y de las láminas de carbonato mudstone-wackestone de ostrácodos (facies 6); b) presencia de estromatolitos (facies 3); c) presencia de láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala; d) presencia de pseudomorfos de lenticulas centimétricas de yeso y raros *tepees* en niveles de carbonato mudstone-wackestone de ostrácodos; e) existencia de las mismas facies carbonáticas y evaporíticas a lo largo de decenas de kilómetros en la lateral, que contienen evidencias de exposición subaérea en zonas muy alejadas de los depósitos siliciclásticos depositados en llanuras fluvio-mareales (Fig. 3.5); f) ausencia de clinoformas, gradientes topográficos elevados o estructuras gravitacionales (Fig. 4 de Quijada *et al.*, 2013a). Todas estas características permiten interpretar que los depósitos de la asociación de facies C-E del Grupo Oncala se formaron en cuerpos de agua perennes, someros, extensos lateralmente y de composición carbonático-sulfática (Quijada *et al.*, 2013a). En estos cuerpos de agua someros, las condiciones necesarias para la preservación del sedimento laminado y de abundante materia orgánica probablemente se conseguían gracias a salinidades elevadas y fluctuantes (que podían provocar estratificación de la columna de agua por diferencias de densidad, incluso aunque ésta fuera de poca profundidad), altas tasas de producción de materia orgánica y altas tasas de sedimentación. La combinación de estos factores podía impedir la proliferación de organismos bioturbadores, atenuar la velocidad de las corrientes a

poca profundidad, crear condiciones disaeróbicas o anóxicas, y permitir que el sedimento fuera enterrado antes de que pudiera ser erosionado o bioturbado. De hecho, la presencia de ocasionales estructuras de tipo *chondrites* en los depósitos carbonáticos de la zona más oriental de la cuenca (Fig. 3.26, v. apartado 3.4.2.c) parece corroborar que se daban condiciones empobrecidas en oxígeno, ya que este tipo de bioturbaciones suelen ser características de ambientes disóxicos (Bromley y Ekdale, 1984; Savrda y Bottjer, 1986; Bromley, 1996; Phillips y McIlroy, 2010; Buatois y Mángano, 2011), especialmente cuando son de muy pequeño tamaño, son el único tipo de traza y la bioturbación no afecta a más del 50% del sedimento (Bromley, 1996), como ocurre en el Grupo Oncala.

Las subasociaciones C-E₁, C-E₂ y C-E₃ que se han distinguido dentro de la asociación de carbonatos y evaporitas laminados (C-E) se formaron en el mismo ambiente sedimentario, y las facies que las componen son el resultado de los mismos procesos sedimentarios. Sin embargo, actualmente las facies de origen evaporítico que componen estas tres subasociaciones (facies 8 a 11; tabla 3.1) presentan importantes diferencias composicionales, estructurales y texturales, que *a priori* podrían parecer el resultado de variaciones sedimentológicas asociadas al ambiente deposicional. No obstante, estas diferencias petrográficas y estructurales se deben a que, durante el enterramiento y posterior exhumación, los depósitos evaporíticos de las tres subasociaciones se vieron afectados por distintos procesos de remplazamiento y deformación tectónica (Fig. 3.28). Así, los depósitos de la asociación

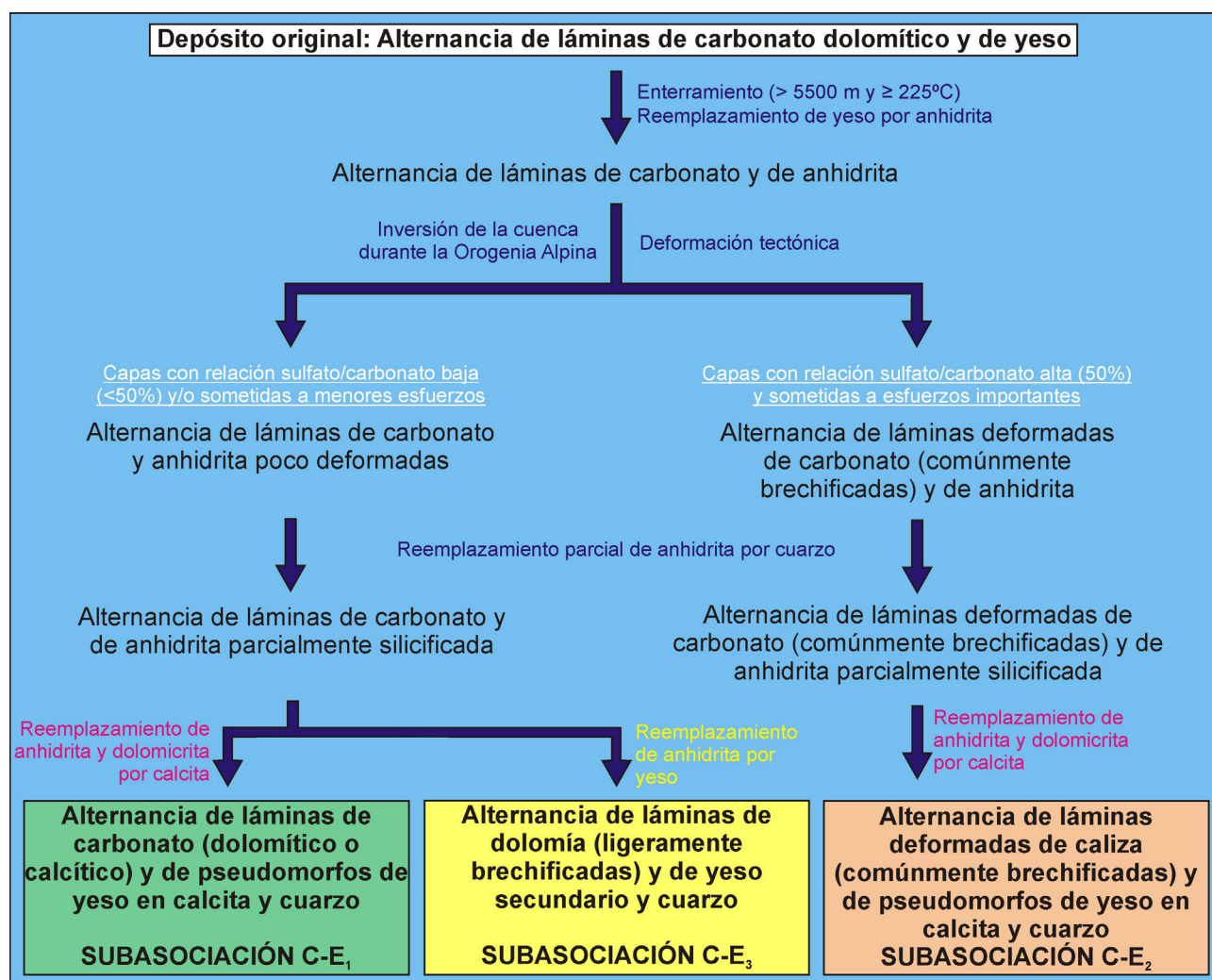


Fig. 3.28. Esquema en el que se resume la evolución diagénica de los depósitos carbonático y evaporíticos de la asociación de facies C-E.

de facies C-E estaban originalmente compuestos por una alternancia de láminas de carbonato dolomítico y láminas de yeso. Tras su sedimentación, los depósitos del Grupo Oncala fueron enterrados más de 5500 m (Omodeo-Salè *et al.*, 2014) y alcanzaron temperaturas de al menos $\approx 225^{\circ}\text{C}$ (Alonso-Azcárate *et al.*, 2001, 2006). Como consecuencia de la inestabilidad del yeso bajo esas condiciones (v. Macdonald, 1953; Jauzein, 1974; Shearman, 1983; Jowett *et al.*, 1993), el yeso se deshidrató y fue remplazado por anhidrita (Quijada *et al.*, en prensa a). Posteriormente, durante la inversión de la cuenca, los depósitos carbonático-sulfáticos de la zona oriental del Grupo Oncala fueron intensamente deformados (Quijada *et al.*, en prensa a). Esta deformación afectó especialmente a los depósitos con una mayor proporción de sulfato, puesto que la anhidrita presenta un comportamiento dúctil en profundidad y tiende a fluir cuando se le aplica un esfuerzo. Las láminas de carbonato asociadas a las láminas de anhidrita más intensamente deformadas, se fracturaron en pequeños fragmentos que fueron arrastrados por la anhidrita. Como consecuencia, los niveles con una mayor proporción de sulfato respecto a carbonato de la zona oriental de la cuenca fueron intensamente deformados y se transformaron en brechas de fragmentos de carbonato flotando en una masa de anhidrita (Quijada *et al.*, en prensa a). Por el contrario, los depósitos carbonático-sulfáticos con menor proporción de sulfato respecto a carbonato o sometidos a esfuerzos menores, apenas fueron deformados.

Posteriormente, la anhidrita fue parcialmente remplazada por cuarzo (Quijada *et al.*, en prensa a). Después, durante la exhumación, la anhidrita que no había sido silicificada (inestable en contacto con aguas meteóricas), tuvo dos evoluciones diagenéticas diferentes en función del área de la cuenca. Por una parte, la anhidrita de la parte inferior del Grupo Oncala, en el área más oriental de la cuenca (parte inferior de la columna de Cervera y escasas capas de la parte inferior de la columna de Aguilar, Fig. 3.5), fue remplazada por yeso secundario (Quijada *et al.*, en prensa a). Por otra parte, el sulfato del resto del Grupo Oncala fue remplazado por calcita (Quijada *et al.*, en prensa a). Al mismo tiempo, gran parte de la dolomicrita sinsedimentaria fue reemplazada por calcita microesparítica.

Como resultado de todos estos procesos diagenéticos, los depósitos carbonático-evaporíticos de la asociación de facies C-E, cuyas características sedimentarias eran muy similares, se diferenciaron en tres grandes grupos con distintas características composicionales, estructurales y texturales (Fig. 3.28). Por un lado, los depósitos de la subasociación C-E₁ no fueron intensamente deformados, las láminas evaporíticas que contenían fueron remplazadas por cuarzo y, en mayor medida, calcita, y la dolomicrita de parte de las láminas de carbonato fue reemplazada por calcita microesparítica. Por otro lado, los depósitos de la subasociación C-E₂ fueron intensamente deformados y brechificados, los sulfatos que contenían (bien formando láminas reconocibles o como matriz de las brechas) fueron calcitizados, y la dolomicrita de las láminas de carbonato fue reemplazada por calcita microesparítica. Por último, los depósitos de la subasociación C-E₃ fueron moderadamente deformados y muchos de ellos brechificados, y los sulfatos que contenían fueron remplazados por yeso secundario.

3.4.3. Geoquímica isotópica

Con el fin de determinar la composición de las aguas a partir de las que precipitaron los carbonatos y los yesos del Grupo Oncala se han analizado las composiciones isotópicas en azufre y estroncio en muestras de yesos del Grupo Oncala y las composiciones isotópicas en oxígeno, carbono y estroncio en muestras de carbonatos.

3.4.3. A. Isótopos de azufre en yesos

El análisis de los isótopos de azufre de los yesos del Grupo Oncala se realizó a partir de doce muestras de láminas de yeso secundario de la parte inferior de la columna de Cervera y una muestra de la parte inferior de la columna de Aguilar (Fig. 3.29). Los resultados de dichos análisis se muestran en la tabla 3.2 y en la figura 3.30. En esta tabla se observa que los valores de $\delta^{34}\text{S}$ oscilan entre $+18,5\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ y $+21,8\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ y su media es de $+20,5\text{‰}_{\text{V-CDT}}$. Estos valores son muy similares a los medidos por Alonso-Azcárate *et al.* (2006) también en muestras de yeso tomadas de la parte inferior del Grupo Oncala en la zona de Cervera del Río Alhama. Los valores obtenidos por estos autores varían entre $+17,8\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ y $+20,3\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ y su media es de $+18,2\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ (Fig. 3.30).

Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos del Grupo Oncala han sido comparados con los valores asignados a sulfatos precipitados a partir de agua marina berriasiense en curvas globales de $\delta^{34}\text{S}$ para proceder a su interpretación. De acuerdo con la curva elaborada por Claypool *et al.* (1980) los sulfatos marinos berriasienses tendrían valores de $\delta^{34}\text{S}$ de entre $+15,7\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ y $+16,7\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ aproximadamente (Fig. 1.14.A, 3.30). Lamentablemente estos autores disponían de pocos datos de sulfatos del Cretácico Inferior (excepto para el Albiense y Aptiense) y de poca resolución temporal para elaborar esta curva. A pesar de esto, la curva de Claypool *et al.* (1980) se ha usado como referencia ampliamente y se ha utilizado como base para curvas globales de $\delta^{34}\text{S}$ realizadas posteriormente que han seguido sin aportar datos más precisos para el Berriasiense (p. ej. Strauss, 1997). Holser (1984) y Holser *et al.* (1989) realizaron una curva más detallada y asignaron un valor aproximado de $+17\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ para el agua del mar durante el Berriasiense (Fig. 3.30). Arthur *et al.* (1990) incorporaron nuevos datos a los de Claypool *et al.* (1980), lo que les permitió realizar una curva de mayor resolución que asigna unos valores de entre $+16,5\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ y $+18\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ a los sulfatos precipitados a partir de agua marina berriasiense (Fig. 1.14.B, 3.30), que son considerablemente más altos que los sugeridos previamente. Más recientemente los datos de alta resolución aportados por Paytan *et al.* (2004) y Paytan y Gray (2012) parecen corroborar que los sulfatos marinos del Cretácico Inferior pre-Aptiense tienen valores de $\delta^{34}\text{S}$ más altos que los sugeridos por Claypool *et al.* (1980), Holser (1984) y Holser *et al.* (1989). Aunque Paytan *et al.* (2004) y Paytan y Gray (2012) no presentan medidas de sulfatos berriasienses (145-139,8 millones de años, Fig. 3.6.C), la curva realizada por estos autores sugiere que los sulfatos marinos cretácicos anteriores a los 120 millones de años tenían una signatura isotópica cercana al $+20\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ (Fig. 3.30).

Teniendo en cuenta los datos de las curvas globales de $\delta^{34}\text{S}$ más recientes, se puede reconocer que los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos del Grupo Oncala (media de $+20,5\text{‰}_{\text{V-CDT}}$) coinciden con la signatura isotópica de los yesos precipitados a partir de agua marina durante el Berriasiense ($\approx +17 - +20\text{‰}_{\text{V-CDT}}$; Arthur *et al.*, 1990; Paytan *et al.*, 2004; Paytan y Gray, 2012). Esto sugiere que los aportes de agua marina que llegaban a la cuenca pudieron ser la principal fuente de sulfato en el ambiente deposicional en el que se formaron los depósitos carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala. Esta interpretación que sugiere influencia marina en los cuerpos de agua carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala es coherente con la relación lateral de los depósitos carbonático-sulfáticos con depósitos siliciclásticos con influencia mareal y con la presencia de estructuras sedimentarias típicamente mareales en algunas capas de carbonato peloidal (estratificación lenticular y ondulada, v. apartado 3.4.1.d).

Esta interpretación difiere de forma importante de la dada por Alonso-Azcárate *et al.* (2006), quienes interpretaron, a partir de los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos del Grupo Oncala, que la fuente principal de sulfato provenía del reciclaje de evaporitas del Triásico. A pesar de que las evaporitas triásicas que afloran en la actualidad en el borde norte de la cuenca de Cameros tienen una composición media de $\delta^{34}\text{S}$ de $+14,5\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ (Alonso-Azcárate *et al.*, 2006), muy inferior a los valores de los yesos del Grupo Oncala (Fig. 3.30), estos autores interpretaron que

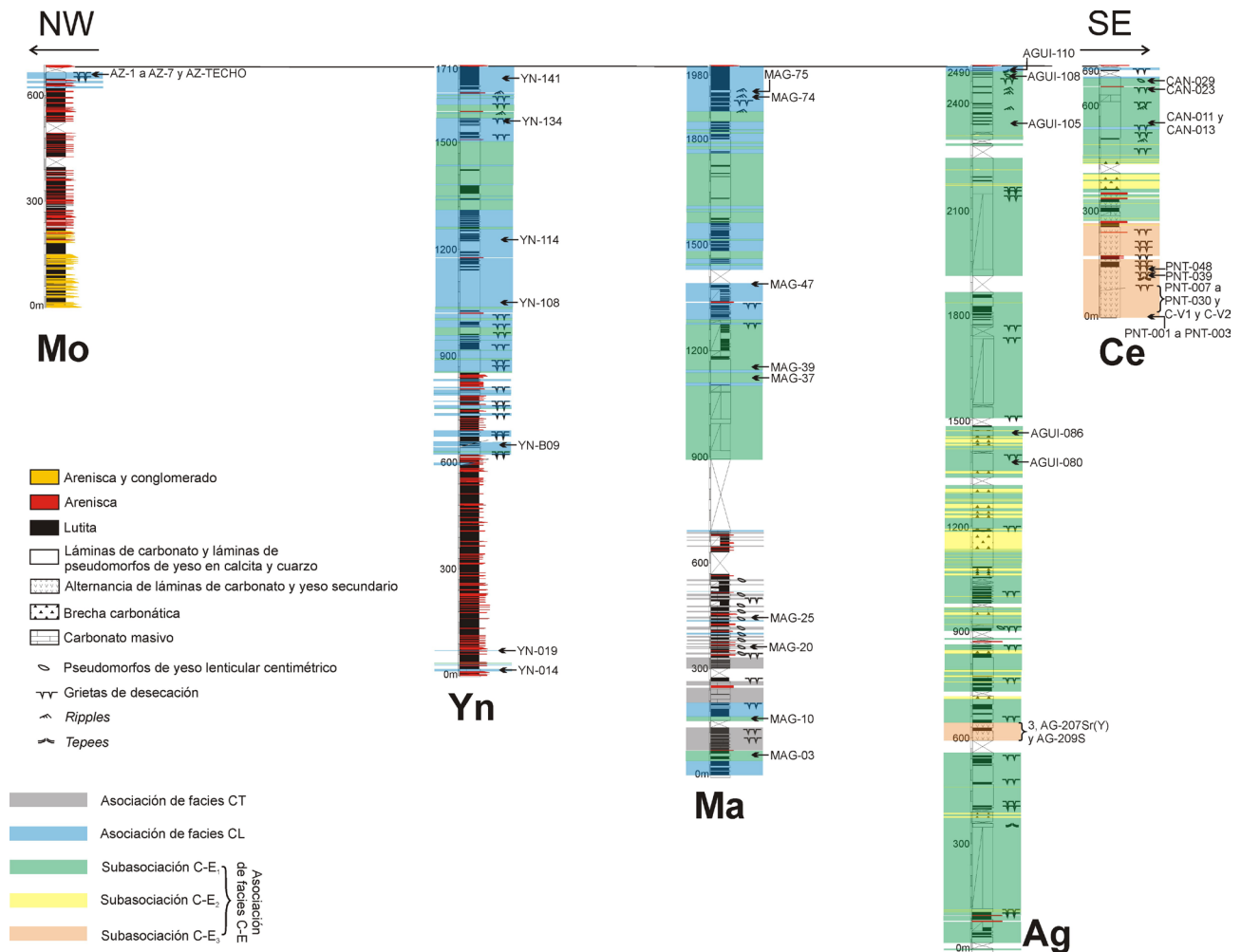


Fig. 3.29. Secciones estratigráficas sintéticas del Grupo Oncala completo de base a techo (Mo = columna de Montenegro, Yn = columna de Yanguas, Ma = columna de Magaña, Ag = columna de Aguilar, Ce = columna de Cervera) en las que se indica la localización de las muestras de carbonato y yeso seleccionadas para los análisis de geoquímica isotópica.

la composición isotópica del sulfato original fue enriquecida debido a procesos de sulfato-reducción bacteriana en los cuerpos de agua carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala. Aun así, Alonso-Azcárate *et al.* (2006) no descartaron que pudiera haber habido aportes de agua marina, pero las interpretaciones sedimentológicas y paleoambientales del Grupo Oncala vigentes en aquel momento no indicaban que estos aportes pudieran haber sido suficientemente importantes. Los datos presentados en la presente tesis, sin embargo, sí que sugieren que la entrada de agua marina podría haber sido importante, lo que explicaría también el enorme volumen de sulfatos precipitados en el Grupo Oncala. Además, Alonso-Azcárate *et al.* (2006) compararon los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos del Grupo Oncala con los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de yesos marinos berriasienses propuestos por Claypool *et al.* (1980), que se alejan más de los del Grupo Oncala que los valores propuestos posteriormente en curvas de mayor resolución (Arthur *et al.*, 1990; Paytan *et al.*, 2004; Paytan y Gray, 2012).

Tabla 3.2. Composición isotópica del azufre de los yesos del Grupo Oncala.

Muestra	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ V-CDT)
AG-209S	20,5
PNT-002	18,5
PNT-003	20,1
PNT-008	21,1
PNT-015	20,9
PNT-A17	21,8
PNT-017a	21,7
PNT-020	21,4
C-V1S	20,4
C-V2S	20,8
PNT-030	19,4
PNT-039	18,8
PNT-048	21,4

Por último, cabe destacar que la composición isotópica $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos del Grupo Oncala coincide plenamente con los valores de $\delta^{34}\text{S}$ obtenidos para yesos del Cretácico Inferior de la cuenca vasco-cantábrica, que presentan composiciones de entre $+17,4\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ y $+23,7\text{‰}_{\text{V-CDT}}$ (media de $+19,6\text{‰}_{\text{V-CDT}}$; Ábalos *et al.*, 2008; Iribar y Ábalos, 2011). Esta coincidencia sugiere que la fuente de sulfatos era la misma en ambas cuencas (muy probablemente aportes de agua marina), ya que parece improbable que el porcentaje de aporte de azufre de los sulfatos triásicos y la proporción de procesos de sulfato-reducción en los cuerpos de agua carbonático-evaporíticos de ambas cuencas hubieran sido los mismos.

3.4.3. B. Isótopos de oxígeno y carbono en carbonatos

El análisis de la composición isotópica en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos del Grupo Oncala se ha llevado a cabo en 42 muestras compuestas fundamentalmente por dolomicrita y 10 muestras compuestas por calcita microesparítica, que pueden contener algunos granos siliciclásticos, generalmente menos del 5% pero en algunos casos puede llegar al 30% (muestra AZ-4). Se tomaron muestras de carbonato en todas las columnas estratigráficas estudiadas, incluyendo la parte alta de la columna de Montenegro, la columna de Yanguas, la columna de Magaña, la columna de Aguilar y la columna de Cervera (Fig. 3.29). También se cogió una muestra de carbonatos, intercalados entre depósitos siliciclásticos, cerca de la localidad de Santa Cruz de Yanguas, y otra muestra a la entrada del túnel del puerto de Piqueras.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos del Grupo Oncala muestran una amplia variabilidad, desde valores de $-11\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ hasta de $+4,51\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ (tabla 3.3, Fig. 3.31), presentando las composiciones isotópicas en oxígeno

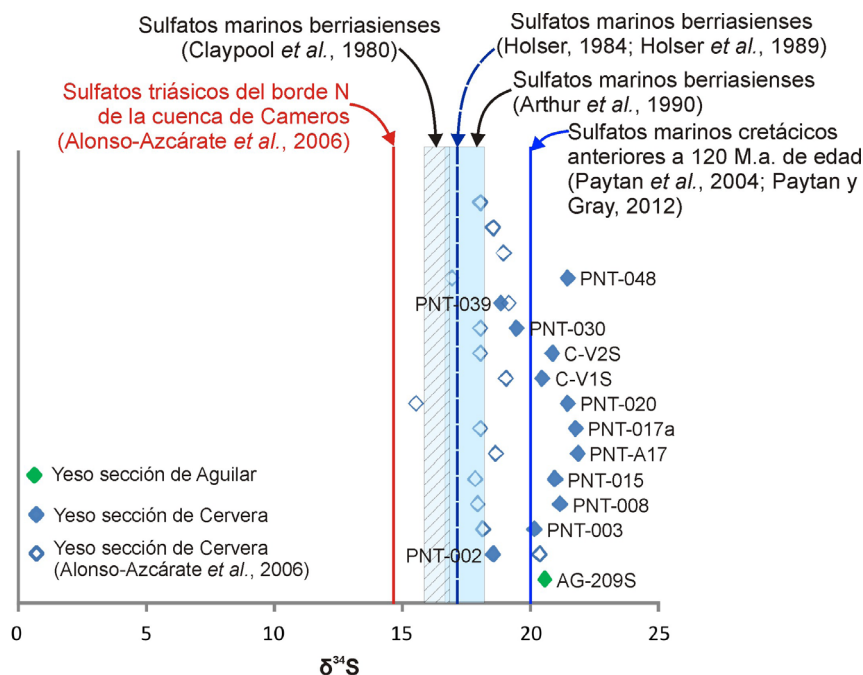


Fig. 3.30. Composiciones isotópicas de $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos del Grupo Oncala, comparadas con los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfatos marinos berriasienses y de los sulfatos triásicos del borde norte de la cuenca de Cameros.

más ligeras en la zona occidental de la cuenca (columna de Montenegro, Fig. 3.29), y las más pesadas en la zona oriental (columna de Cervera, Fig. 3.29). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las dolomicritas de la zona occidental (sección de Montenegro, Fig. 3.29), situadas en la zona proximal de la cuenca, varían entre $-11\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ y $-5,69\text{‰}_{\text{V-PDB}}$, y su media es de $-9,39\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ (tabla 3.3, Fig. 3.31). Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las dolomicritas de la zona más oriental de la cuenca (sección de Cervera, Fig. 3.29), situadas en la zona más distal de la cuenca, varían entre $-4,56\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ y $+4,51\text{‰}_{\text{V-PDB}}$, y su media es de $-0,90\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ (tabla 3.3, Fig. 3.31), siendo estos valores muy similares a los medidos por Alonso-Azcárate *et al.* (2006) también en muestras de dolomía tomadas de la parte inferior del Grupo Oncala en la zona de Cervera del Río Alhama (Fig. 3.31). Las dolomicritas de las zonas intermedias, es decir, de las secciones de Yanguas, Magaña y Aguilar y de los afloramientos de Santa Cruz de Yanguas y el túnel de Piqueras, presentan valores isotópicos en oxígeno intermedios entre las composiciones isotópicas de las muestras de la columna de Montenegro y de la columna de Cervera (tabla 3.3, Fig. 3.31). Por otra parte, las muestras de calcita microesparítica de las secciones de Yanguas, Magaña, Aguilar y Cervera muestran, por lo general, valores de $\delta^{18}\text{O}$ comparativamente más ligeros que los de las muestras de dolomicrita de esas mismas columnas (tabla 3.3, Fig. 3.31). Debido a que estas calcitas microesparíticas muestran características petrográficas que sugieren que proceden del remplazamiento de dolomicritas (v. apartado 3.4.1.A), se interpreta que estas muestras probablemente no conservan la composición isotópica original. Por lo tanto, los datos isotópicos en oxígeno de las muestras de calcita no se han usado para inferir las condiciones de precipitación de los carbonatos sinsedimentarios del Grupo Oncala.

La amplia variabilidad en la composición isotópica en oxígeno de las muestras de dolomicrita desde la zona occidental del Grupo Oncala, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ ligeros, a la zona oriental, con valores de $\delta^{18}\text{O}$ pesados (Fig. 3.31), podría deberse a distintos motivos. En primer lugar, los carbonatos podrían haber precipitado a partir de un agua con una composición isotópica similar en toda la cuenca pero a distintas temperaturas en las diferentes áreas. Teniendo en cuenta que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de los carbonatos son más ligeros cuanto más alta es la temperatura a la que precipitan ya que el fraccionamiento isotópico en el oxígeno decrece con el aumento de temperatura, la composición isotópica en oxígeno más ligera de las muestras de la zona occidental podría deberse a que precipitaron a una temperatura de unos 40-50°C más elevada que las muestras de la zona oriental, según la fórmula dada por Fritz y Smith (1970) para el fraccionamiento de las dolomititas precipitadas entre 25°C y 79°C. Sin embargo, las muestras de carbonato analizadas son dolomicritas tempranas, bien conservadas, que no parecen haber sufrido recrystalización, y que precipitaron en amplias zonas llanas cercanas a la costa. Por lo tanto, las dolomicritas de todas las secciones analizadas probablemente precipitaron a una temperatura similar o, en todo caso, las dolomicritas de la zona oriental de la cuenca, donde la proporción de evaporitas es mayor, habrían precipitado a una temperatura más alta. Además, las temperaturas alcanzadas durante el enterramiento en la zona occidental de la cuenca, donde los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son más ligeros, fueron más bajas que en la zona oriental (Barrenechea *et al.*, 2001; López-Elorza, 2013), de manera que las dolomicritas de la zona occidental difícilmente pudieron recrystalizar a temperaturas más altas que las de la zona oriental. Todo esto sugiere que las composiciones isotópicas en oxígeno más ligeras de las dolomicritas de la zona occidental no se deben a que éstas precipitaran a temperaturas más elevadas.

Otro motivo que podría explicar que las dolomicritas de la zona occidental tengan valores de $\delta^{18}\text{O}$ más ligeros que las de la zona oriental es que hubieran precipitado a partir de aguas con una composición isotópica más negativa. Las dolomicritas de la zona occidental de la cuenca (sección de Montenegro, Fig. 3.29) se formaron en la zona más proximal del Grupo Oncala, donde las descargas de agua meteórica eran más abundantes. Teniendo en cuenta que el agua meteórica suele estar empobrecida en ^{18}O debido a que los sucesivos procesos de fraccionamiento isotópico que ocurren al evaporar y condensar agua causan que el agua de lluvia sea progresivamente más ligera hacia el interior de los continentes y hacia latitudes más altas (Anderson y Arthur, 1983), la causa más probable de que las dolomicritas

Tabla. 3.3. Análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en muestras de carbonato y yeso del Grupo Oncala. Se indica si la muestra pertenece a la Formación Huérteles —depósitos predominantemente siliciclásticos con capas tabulares de dolomía intercaladas—, a la Formación Aguilar —depósitos carbonáticos y evaporíticos de la mitad inferior del Grupo Oncala— o a la Formación Valdeprado —depósitos carbonáticos y evaporíticos de la mitad superior del Grupo Oncala—. (Continúa).

Muestra	Sección - Formación	Litología	$\delta^{18}\text{O}$ (‰V-PDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰V-PDB)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
CAN-029	Cervera – Fm Valdeprado	dolomita	-3,98	-6,51	0,708024
CAN-023	Cervera – Fm Valdeprado	dolomita	-1,16	-8,54	0,707996
CAN-013	Cervera – Fm Valdeprado	calcita	-3,55	-6,61	0,707959
CAN-011	Cervera – Fm Valdeprado	dolomita	-1,61	-7,10	0,707965
PNT-048C	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	-1,77	-6,51	—
C-V2C	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	-0,41	-7,11	—
C-V1C	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	-0,31	-7,09	0,707851
C-V1Sr (Y)	Cervera – Fm Aguilar	yeso	—	—	0,709000
PNT-024	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	-0,28	-5,62	0,708022
PNT-021	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	0,61	-6,63	0,707910
PNT-020Sr	Cervera – Fm Aguilar	yeso	—	—	0,707958
PNT-017aC	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	0,47	-8,50	—
PNT-015C	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	0,80	-6,62	—
PNT-012	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	0,39	-7,86	0,707940
PNT-011	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	0,36	-8,16	0,708010
PNT-010	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	4,51	-6,54	0,707955
PNT-009a	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	1,14	-8,21	0,707967
PNT-008C	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	-0,99	-6,90	—
PNT-007	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	-0,20	-5,04	0,708119
PNT-002C	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	-4,56	-4,16	—
PNT-001	Cervera – Fm Aguilar	dolomita	-3,82	-4,46	0,708621
AGUI-110	Aguilar – Fm Valdeprado	calcita	-8,47	-5,90	0,708193
AGUI-108	Aguilar – Fm Valdeprado	calcita	-7,90	-8,18	0,708180
AGUI-105	Aguilar – Fm Valdeprado	calcita	-5,00	-7,37	0,708067
AGUI-086	Aguilar – Fm Aguilar	calcita	-6,22	-8,90	0,707825
AGUI-080	Aguilar – Fm Aguilar	calcita	-7,19	-8,13	0,707841
AG-209	Aguilar – Fm Aguilar	dolomita	-5,18	-6,42	—
AG-207Sr (Y)	Aguilar – Fm Aguilar	yeso	—	—	0,707868
3	Aguilar – Fm Aguilar	dolomita	-4,13	-7,20	0,708348
MAG-75	Magaña – Fm Valdeprado	dolomita	-9,04	-7,50	0,708181
MAG-75b	Magaña – Fm Valdeprado	dolomita	-9,12	-7,48	—
MAG-74	Magaña – Fm Valdeprado	dolomita	-4,38	-6,66	0,708169
MAG-47	Magaña – Fm Valdeprado	dolomita	-4,20	-5,82	0,708182
MAG-39	Magaña – Fm Valdeprado	calcita	-5,58	-7,15	0,707849
MAG-37	Magaña – Fm Valdeprado	dolomita	-4,08	-7,87	0,707918
MAG-25	Magaña – Fm Huérteles	dolomita	-5,82	-6,62	0,708303
MAG-20	Magaña – Fm Huérteles	dolomita	-3,32	-6,45	0,708867
MAG-10	Magaña – Fm Aguilar	calcita	-7,68	-6,40	0,708134
MAG-03	Magaña – Fm Aguilar	dolomita	-6,27	-6,78	0,708098
YN-141	Yanguas – Fm Valdeprado	calcita	-8,37	-5,74	0,708196
YN-134	Yanguas – Fm Valdeprado	calcita	-6,29	-7,92	0,708215
YN-114	Yanguas – Fm Valdeprado	dolomita	-5,10	-6,26	0,708331

Tabla. 3.3. Análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en muestras de carbonato y yeso del Grupo Oncala. Se indica si la muestra pertenece a la Formación Huérteles —depósitos predominantemente siliciclásticos con capas tabulares de dolomía intercaladas—, a la Formación Aguilar —depósitos carbonáticos y evaporíticos de la mitad inferior del Grupo Oncala— o a la Formación Valdeprado —depósitos carbonáticos y evaporíticos de la mitad superior del Grupo Oncala—. (Continuación y final).

YN-108	Yanguas – Fm Valdeprado	50% dolomita, 50% calcita	-5.17	-5.75	0,707963
YN-B09	Yanguas – Fm Valdeprado	50% dolomita, 50% calcita	-3.18	-6.51	0,707906
YN-B09(peloidal)	Yanguas – Fm Valdeprado	80% dolomita, 20% calcita	-2.15	-6.13	—
YN-019	Yanguas – Fm Huérteles	dolomita	—	—	0,709596
YN-014	Yanguas – Fm Huérteles	dolomita	-7.14	-7.02	0,708452
TRM-01	Santa Cruz de Yanguas – Fm Valdeprado	dolomita	-6.98	-6.85	0,708853
TÚNEL-1	Túnel de Piqueras – Fm Valdeprado	calcita	-6.00	-6.35	0,708227
AZ-TECHO	Montenegro – Fm Valdeprado	dolomita	-11.00	-4.10	0,709614
AZ-7	Montenegro – Fm Valdeprado	dolomita	-8.58	-5.83	0,709389
AZ-5	Montenegro – Fm Valdeprado	dolomita	-8.99	-6.26	0,709895
AZ-4	Montenegro – Fm Valdeprado	dolomita	-10,66	-5,09	—
AZ-3	Montenegro – Fm Valdeprado	dolomita	-9,86	-4,73	0,709006
AZ-2	Montenegro – Fm Valdeprado	dolomita	-5,69	-4,54	0,708937
AZ-1B	Montenegro – Fm Valdeprado	dolomita	-9,41	-5,26	—
AZ-1A	Montenegro – Fm Valdeprado	dolomita	-10,91	-5,14	—

de la zona occidental del Grupo Oncala presenten valores de $\delta^{18}\text{O}$ ligeros es que estos carbonatos precipitaron en charcas con alta proporción de aguas meteóricas.

Los valores progresivamente más altos que presentan las dolomicritas hacia la zona oriental de la cuenca (Fig. 3.31) están probablemente relacionados con las altas tasas de evaporación que se daban en los cuerpos de agua en los que precipitaban los carbonatos y que causaron la precipitación de abundante sulfato cálcico (v. apartados 3.4.2.a.1 y 3.4.2.c.1), y/o con la precipitación a partir de un agua originalmente más pesada, como la del mar. Debido a las diferencias de presión de vapor de las moléculas isotópicas durante los procesos de evaporación del agua, el ^{16}O , más ligero, tiende a incorporarse en la fase vapor, y el ^{18}O , más pesado, permanece en la fase líquida (p. ej. Hoefs, 2009). Por este motivo, el agua a partir de la cual precipitaron los carbonatos de la zona oriental del Grupo Oncala probablemente estuviera enriquecida en ^{18}O , y por lo tanto, los carbonatos que se formaban en ella incorporaban una mayor proporción de ^{18}O que los de la zona occidental, donde la tasa de evaporación era menor. Como resultado, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las dolomicritas de la zona oriental de la cuenca probablemente eran más pesados que los de las dolomicritas de la zona occidental. Sin embargo, cabe preguntarse si la composición del agua inicial antes de enriquecerse en ^{18}O debido a la evaporación, era la misma que la de la zona occidental, es decir, de origen meteórico. Según la fórmula dada por Fritz y Smith (1970) para el fraccionamiento de las dolomititas precipitadas entre 25°C y 79°C, y asumiendo que la temperatura media anual en Iberia durante el Cretácico Inferior fuera de entre 20°C y 24°C (v. Allen, 1998; Pucéat *et al.*, 2003), las dolomicritas de la zona oriental del Grupo Oncala, cuya composición media en $\delta^{18}\text{O}$ es de $-0,9\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ y ocasionalmente alcanzan valores de $\delta^{18}\text{O}$ de hasta $+4,51\text{‰}_{\text{V-PDB}}$, habrían precipitado a partir de un agua con valores de $\delta^{18}\text{O}$ de entre $-2,91\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ y $-2,05\text{‰}_{\text{V-PDB}}$, y ocasionalmente de hasta $+3,35\text{‰}_{\text{V-PDB}}$. Si esta agua hubiera derivado de la evaporación de la misma agua meteórica que predominaba en la zona occidental de la

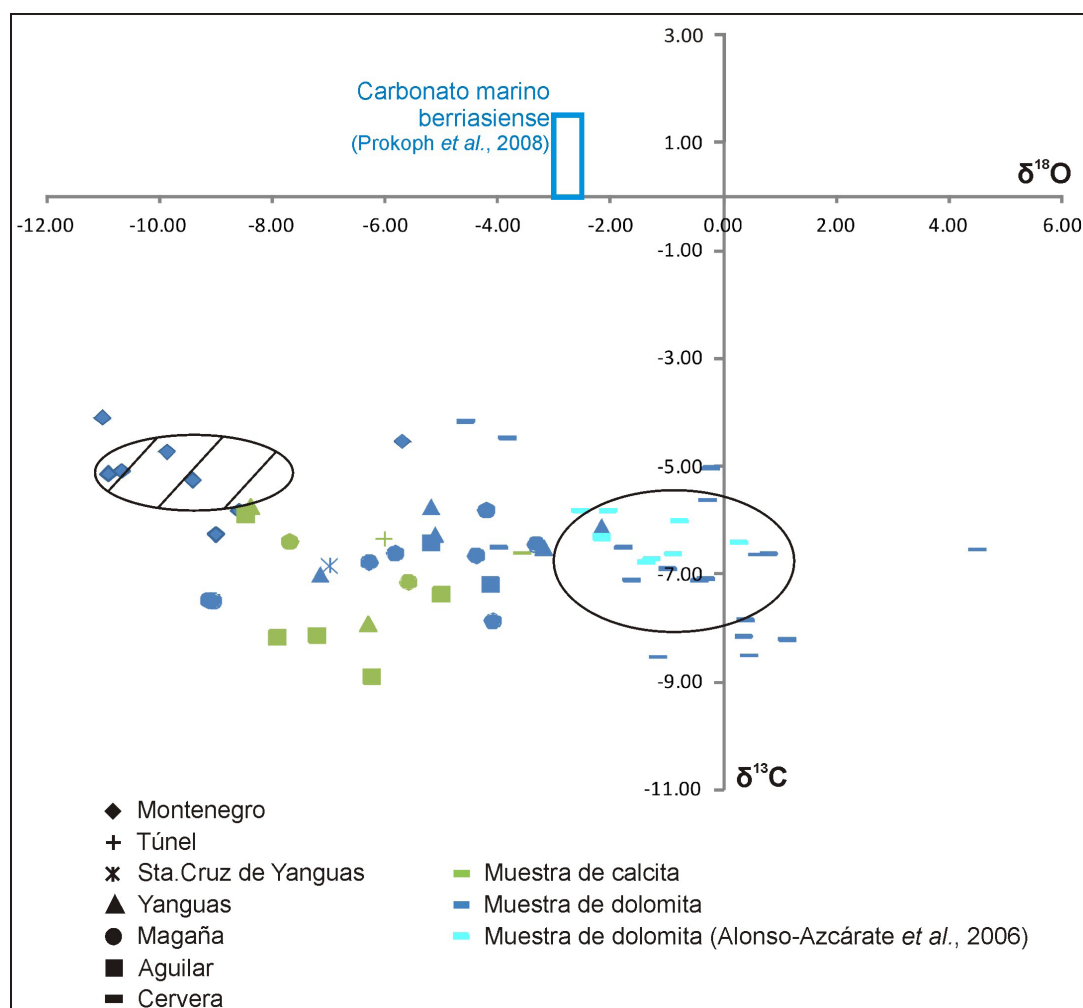


Fig. 3.31. Composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos del Grupo Oncala. La elipse superior izquierda define la media \pm una desviación estándar de los valores isotópicos de los carbonatos de la columna de Montenegro (área occidental del Grupo Oncala), y la elipse inferior derecha, la de los carbonatos de la columna de Cervera (área oriental de la cuenca).

cuenca (cuya composición sería aproximadamente de entre $-7\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ y $-12,5\text{‰}_{\text{V-PDB}}$), se tendría que haber evaporado entre el 35% y el 80% del agua inicial para que el agua residual tuviera dicha composición isotópica en oxígeno (según Hoefs, 1997, y asumiendo una temperatura de 20°C), lo cual parece una proporción demasiado alta. No obstante, si el agua a partir de la cual precipitaba la dolomicrita de la zona oriental hubiera sido más pesada inicialmente que el agua de la zona occidental, la proporción de agua que se habría necesitado evaporar para alcanzar esa composición isotópica en oxígeno, habría sido menor. Teniendo en cuenta que los datos isotópicos en azufre obtenidos en los yesos de la zona oriental (alternantes con las muestras de dolomías de la sección de Cervera) indican que los aportes de agua marina en esa zona eran importantes (v. apartado 3.4.3.A), es probable que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ más pesados de los carbonatos del este del Grupo Oncala se pudieran deber a la entrada de importantes aportes de agua marina en esta zona de la cuenca, cuya composición de $\delta^{18}\text{O}$ era de entre $-2,02\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ y $-0,66\text{‰}_{\text{V-PDB}}$, teniendo en cuenta que los carbonatos calcíticos marinos berriasienses presentan valores de $\delta^{18}\text{O}$ de entre $-3\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ y $-2,5\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ (Prokoph *et al.*, 2008). De hecho, según Fritz y Smith (1970), una dolomita que precipitara a una temperatura de entre 20°C y 24°C , a partir de un agua con la composición isotópica en oxígeno del agua del mar berriasiense, habría tenido una composición muy similar a las dolomicritas del Grupo Oncala.

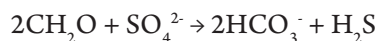
Todo esto hace pensar que los cuerpos de agua en los que precipitaron los carbonatos del Grupo Oncala recibían aportes de agua meteórica, más abundantes en la zona occidental de la cuenca, y de agua marina, más

abundantes en la zona oriental. Esta interpretación es coherente, además, con los valores isotópicos en estroncio de los carbonatos y yesos del Grupo Oncala, que sugieren una mezcla de aguas continentales y marinas (v. apartado 3.4.3.C).

En cuanto a la composición isotópica en carbono, los carbonatos del Grupo Oncala muestran valores de $\delta^{13}\text{C}$ que varían entre $-8.90\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ y $-4.10\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ (tabla 3.3, Fig. 3.31), presentando valores algo más pesados en la zona occidental (en la sección de Montenegro presentan una composición media de $\delta^{13}\text{C}$ de $-5.12\text{‰}_{\text{V-PDB}}$, Fig. 3.31) y valores más ligeros en las zonas oriental y central (en la sección de Cervera presentan una composición media de $\delta^{13}\text{C}$ de $-6.75\text{‰}_{\text{V-PDB}}$, Fig. 3.31). No se observan diferencias significativas entre los valores isotópicos en carbono de las dolomicritas y de las calcitas microesparíticas (Fig. 3.31), lo que parece sugerir que las calcitas heredaron la composición isotópica en carbono de las dolomías a las que reemplazaron, como ocurre típicamente en sistemas con baja relación agua/roca (Veizer, 1983, 1992; Banner y Hanson, 1990).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de alrededor de $-5.12\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ de las dolomicritas de la zona más occidental del Grupo Oncala (sección de Montenegro) sugieren que el agua a partir de la cual precipitaron estos carbonatos estaba enriquecida en ^{12}C . Este enriquecimiento del agua en ^{12}C podría haberse debido a procesos de oxidación de materia orgánica, como ocurre típicamente en áreas en las que se desarrollan suelos porque el agua hereda la composición empobrecida en carbono del CO_2 del suelo (Lohmann, 1988). De hecho, en el sector occidental de la cuenca de Cameros, se formaron durante el Berriasiense carbonatos lacustres y palustres con valores de $\delta^{13}\text{C}$ de $-7\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ a $-11\text{‰}_{\text{V-PDB}}$, debido a que las aguas meteóricas recibían CO_2 derivado del suelo (Platt, 1989c). En el caso de los carbonatos de la columna de Montenegro, la presencia de abundantes restos vegetales en estas facies indica que la descarga de materia orgánica en los cuerpos de agua en los que precipitaron estos carbonatos era importante, y su oxidación pudo causar el enriquecimiento en ^{12}C . Así, los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de la dolomicrita de la sección de Montenegro, al igual que los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de estas muestras, son coherentes con carbonatos precipitados a partir de aguas meteóricas.

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ aún más negativos de los carbonatos de las zonas oriental y central de la cuenca (de alrededor de $-6.75\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ en la sección de Cervera, Fig. 3.31), sin embargo, no parecen causados por la oxidación directa de materia orgánica, ya que la cantidad de oxígeno disponible en los cuerpos de agua de las zonas oriental y central era probablemente muy reducida, como sugieren la escasa bioturbación de los sedimentos laminados (y en las láminas que sí están bioturbadas se han reconocido estructuras de tipo *chondrites*, Fig. 3.26, que son características de ambientes deficitarios en oxígeno), la preservación de gran cantidad de materia orgánica o la composición salina de los cuerpos de agua, que probablemente causaba estratificación de la columna de agua. Por el contrario, existen numerosas evidencias de que la precipitación del carbonato estaba relacionada con la actividad microbiana, como son la presencia de tapices microbianos (Fig. 3.10.B), microfábricas micropeloidales, moldes de filamentos microbianos (Fig. 3.10.C), estromatolitos (Fig. 3.11) y grietas de sínéresis (Fig. 3.10.D, E). Además, existen diversos criterios para deducir que la actividad de las bacterias sulfato-reductoras estaba relacionada con la precipitación de carbonato, como la abundancia de piritas framboidales dispersas en la dolomicrita y las microfábricas *clotted-peloidal* y de micrita *clotted*. Estudios desarrollados en tapices microbianos actuales indican que las bacterias sulfato-reductoras degradan la biomasa producida anteriormente por bacterias fotoautótrofas (Mazzullo, 2000; Sumner, 2001; Breitbar *et al.*, 2009; Nitti *et al.*, 2012), que presenta valores de $\delta^{13}\text{C}$ muy negativos, de alrededor de $-25\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ generalmente (Sumner, 2001; Breitbar *et al.*, 2009; Nitti *et al.*, 2012). Estas bacterias utilizan el SO_4^{2-} disuelto en el agua como oxidante para descomponer la materia orgánica y como subproductos generan H_2S o HS^- y HCO_3^- o CO_2 , dependiendo del pH (Mazzullo, 2000):



o



Aunque estas reacciones fraccionan débilmente las especies isotópicas del carbono, suelen aportar CO_2 empobrecido en ^{13}C al ambiente microbiano, ya que el carbono orgánico que procesan está empobrecido en ^{13}C respecto al carbono inorgánico disuelto en el agua (Sumner, 2001; Breitbart *et al.*, 2009; Brady *et al.*, 2013). Si precipita carbonato a partir del HCO_3^- resultante de la sulfato-reducción, lo que es común debido a que la sulfato-reducción aumenta el pH del ambiente (Mazzullo, 2000; Visscher *et al.*, 2000; Sumner, 2001), este carbonato tendrá un $\delta^{13}\text{C}$ negativo (Mazzullo, 2000; Sumner, 2001). De hecho, son abundantes los ejemplos actuales de carbonatos precipitados como resultado de la actividad de bacterias heterótrofas que presentan valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativos (Vasconcelos y McKenzie, 1997; Andres *et al.*, 2006; Breitbart *et al.*, 2009; Nitti *et al.*, 2012; Brady *et al.*, 2013). Sin embargo, el $\delta^{13}\text{C}$ del carbonato no suele ser tan negativo como el del HCO_3^- producido por las bacterias heterótrofas ($\approx -25\text{‰}_{\text{V-PDB}}$) porque el HCO_3^- bioinducido se mezcla con el carbono inorgánico disuelto en el agua, que tiene un $\delta^{13}\text{C}$ es más positivo (Mazzullo, 2000; Sumner, 2001; Breitbart *et al.*, 2009).

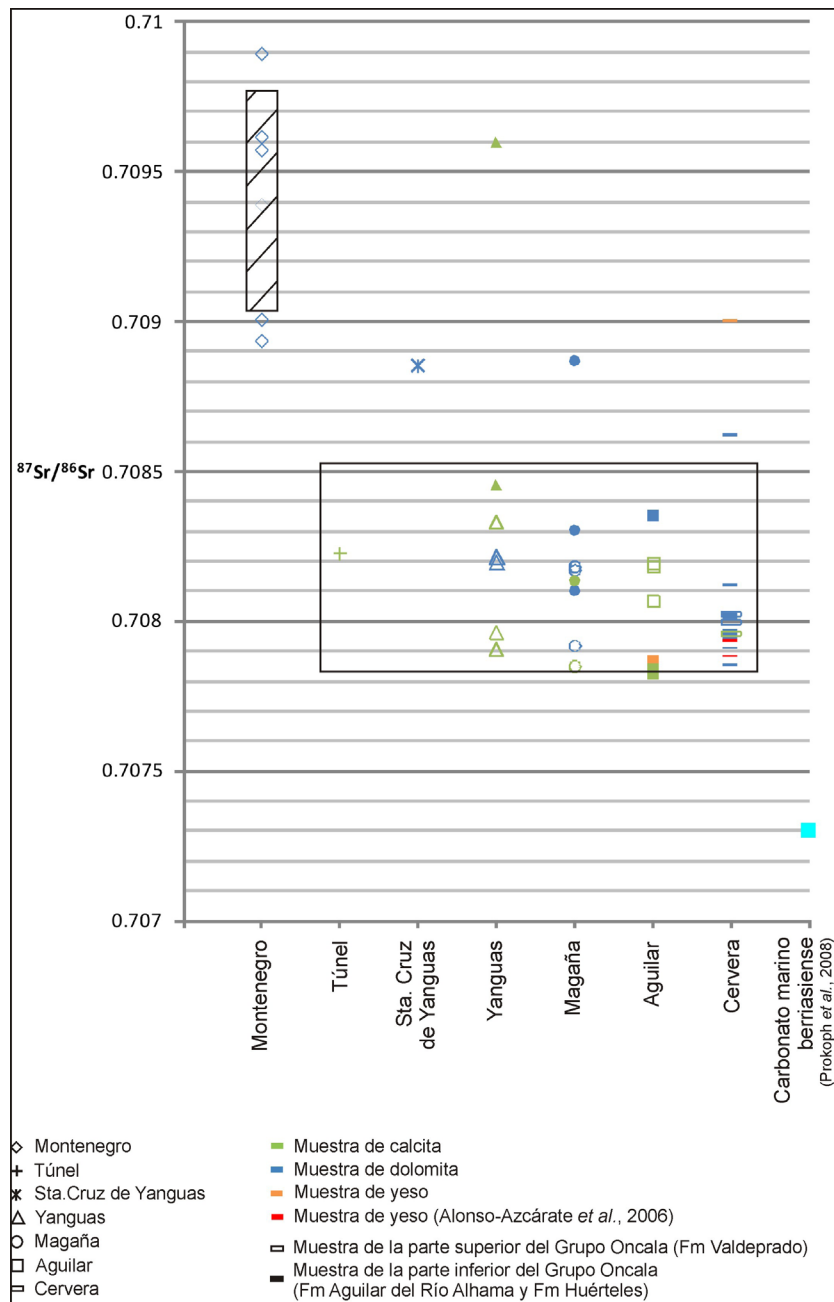
Teniendo en cuenta las evidencias de procesos de sulfato-reducción bacteriana encontradas en los carbonatos del área oriental del Grupo Oncala y que no hay evidencias de oxidación directa de materia orgánica, se interpreta que los valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ de las dolomicritas de las zonas oriental y central podrían ser el resultado de un enriquecimiento en ^{12}C en las aguas debido a la degradación de materia orgánica (posiblemente producida anteriormente por bacterias fotoautótrofas) causada por la actividad de bacterias heterótrofas. Además, el empobrecimiento en los valores isotópicos del carbono de alrededor del $6,75\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ de las dolomicritas del área oriental del Grupo Oncala respecto a la composición isotópica de los carbonatos marinos berriasienses ($\delta^{13}\text{C}$ entre $0\text{‰}_{\text{V-PDB}}$ y $+1,5\text{‰}_{\text{V-PDB}}$; Prokoph *et al.*, 2008) es comparable con el empobrecimiento observado en carbonatos actuales inducidos por la actividad de bacterias heterótrofas (*cf.* Vasconcelos y McKenzie, 1997; Brady *et al.*, 2013).

3.4.3. C. Isótopos de estroncio en carbonatos y yesos

El análisis de la composición isotópica en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se ha llevado a cabo en 45 muestras compuestas fundamentalmente por dolomicrita y 11 muestras compuestas por calcita microesparítica, que pueden contener menos del 5% de granos siliciclásticos, y también en tres muestras de yeso (tabla 3.3, Fig. 3.32). Se tomaron muestras de carbonato en todas las columnas estratigráficas estudiadas, incluyendo la parte alta de la columna de Montenegro, la columna de Yanguas, la columna de Magaña, la columna de Aguilar y la columna de Cervera (Fig. 3.29). También se cogió una muestra de carbonatos, intercalados entre depósitos siliciclásticos, cerca de la localidad de Santa Cruz de Yanguas, y otra muestra a la entrada del túnel de Piqueras. Las muestras de yeso se tomaron en la parte baja de la sección de Aguilar y en la parte baja de la sección de Cervera (Fig. 3.29).

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos del Grupo Oncala varían desde 0,707825 hasta 0,709895, y muestran dos poblaciones diferenciadas (tabla 3.3, Fig. 3.32). Por una parte, las muestras de la zona más occidental de la cuenca (sección de Montenegro) presentan valores que varían entre 0,708937 y 0,709895 (valor medio 0,709402)

y, por tanto, son más radiogénicos que los valores obtenidos en las muestras de la zona oriental (Fig. 3.32). Por otra parte, la mayor parte de las muestras de las zonas central y oriental de la cuenca tienen valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menos radiogénicos, que oscilan entre 0,707825 y 0,708452 (valor medio 0,708184). Sin embargo, algunas de las muestras de las zonas central y oriental tienen valores isotópicos de estroncio más radiogénicos (Fig. 3.32, 3.33). Estas muestras de las áreas central y oriental con valores más radiogénicos corresponden a capas de dolomía alternantes con depósitos siliciclásticos, generalmente de la parte inferior del Grupo Oncala (Fig. 3.32, 3.33), excepto la muestra tomada en Santa Cruz de Yanguas (TRM-01), que también procede de una capa de dolomía intercalada entre facies siliciclásticas pero fue tomada en la parte alta del Grupo Oncala (Fig. 3.32). Además, no se observan diferencias



significativas entre los valores isotópicos en estroncio de las dolomicritas y de las calcitas microesparíticas (Fig. 3.32, 3.33), lo que parece sugerir que las calcitas heredaron la composición isotópica en estroncio de las dolomías a las que reemplazaron, como ocurre típicamente en sistemas con baja relación agua/roca (Veizer, 1983, 1992; Banner y Hanson, 1990; Banner, 1995).

Los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de dos de las muestras de yeso del Grupo Oncala son similares a los de los carbonatos menos radiogénicos del área oriental de la cuenca, es decir, tienen valores inferiores a 0,707958 (tabla 3.3, Fig. 3.32). Estos valores son muy similares a los medidos por Alonso-Azcárate *et al.* (2006) también en muestras de yeso tomadas de la parte inferior de la columna de Cervera, quienes obtuvieron valores de entre 0,707882 y 0,707933 (Fig. 3.32). Sin embargo, una de las muestras de yeso analizadas en esta tesis tiene una composición mucho más radiogénica (0,709000).

Debido a que las especies isotópicas del estroncio no fraccionan apreciablemente durante la precipitación de carbonato ni de yeso o a distintas temperaturas, estos minerales mantienen la relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del agua a partir de la cual precipitaron (Faure, 1986, 1991; Veizer, 1992). Según esto, los carbonatos del área occidental

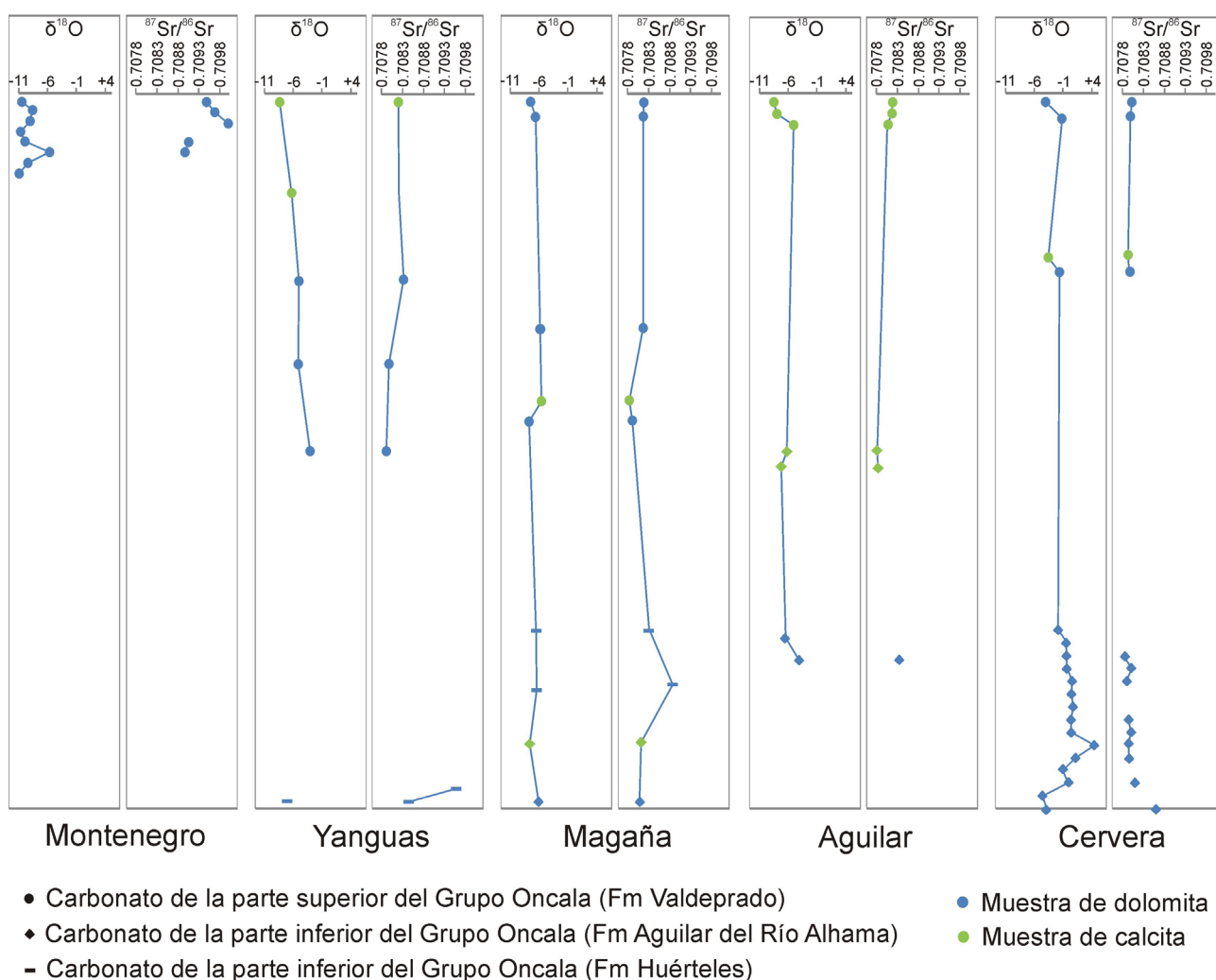


Fig. 3.33. Composiciones isotópicas en oxígeno y estroncio de las muestras de carbonato del Grupo Oncala, representadas de base a techo por columnas estratigráficas y aproximadamente en su posición estratigráfica (cf. Fig. 3.29). Obsérvese que los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más altos se corresponden generalmente con los valores de $\delta^{18}\text{O}$ más negativos (en dolomías), p. ej., en la sección de Montenegro, base de la columna de Yanguas y base de la columna de Cervera.

precipitaron a partir de aguas con una composición isotópica en estroncio más radiogénica que los carbonatos del área oriental. El hecho de que las aguas de la zona occidental de la cuenca tuvieran una composición isotópica en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mayor (Fig. 3.32) podría estar relacionado con una mayor descarga de agua de escorrentía en esta zona de la cuenca, ya que los valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de las aguas continentales suelen ser mayores si, como en el caso del Grupo Oncala (Arribas *et al.*, 2007; González-Acebrón *et al.*, 2013), proceden de la meteorización química de rocas compuestas en gran medida por silicatos (que tienen mayor cantidad de Rb, que es radiactivo y la fuente del ^{87}Sr). Además, este posible mayor aporte de aguas continentales en la zona occidental del Grupo Oncala es coherente con las características sedimentarias observadas, como el hecho de que los carbonatos alternen con depósitos siliciclásticos fluviales, que los carbonatos contengan mayor cantidad de granos siliciclásticos en esta zona y que éstos sean de mayor tamaño, y que no haya evaporitas. Asimismo, esta interpretación de que los valores isotópicos en estroncio más radiogénicos de los carbonatos de la zona occidental se deben a una mayor descarga de agua de escorrentía son coherentes también con el hecho de que estos carbonatos presenten las composiciones isotópicas en oxígeno más ligeras (Fig. 3.34), características de una mayor proporción de agua meteórica, como se ha discutido en el apartado 3.4.3.B.

Por el contrario, la menor relación isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos (y también de dos de las muestras de yeso) de las áreas central y oriental del Grupo Oncala (Fig. 3.32) sugiere que el agua a partir de la cual precipitaron los carbonatos y yesos tenía valores isotópicos de estroncio menores que en la zona occidental, donde había un aporte importante de agua meteórica. Teniendo en cuenta que la composición isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos marinos de edad berriasiense es de $\approx 0,7073$ (Prokoph *et al.*, 2008), es posible que en las zonas central y oriental de la cuenca se diera mezcla de agua de origen continental y agua marina, que habría resultado en un agua de composición de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intermedia entre ambas. Esta interpretación es coherente también con el hecho de que la composición isotópica en oxígeno sea progresivamente más pesada hacia la zona oriental de la cuenca (Fig. 3.34), lo que probablemente estuviera relacionado con una menor influencia de aguas meteóricas y un mayor aporte de agua marina en esa zona, como se ha discutido en el apartado 3.4.3.B. Además, el hecho de que en las zonas central y oriental del Grupo Oncala, las muestras de carbonato que presentan composiciones isotópicas en estroncio más radiogénicas son las que están intercaladas entre depósitos siliciclásticos, generalmente de la parte inferior del Grupo Oncala (Fig. 3.32, 3.33), y por tanto, probablemente recibieran más descargas de agua dulce, parece corroborar que existían dos fuentes de estroncio: un agua menos radiogénica (probablemente procedente del mar) hacia la zona oriental y un agua más radiogénica (procedente de descargas fluviales probablemente) en la zona occidental. Además, el hecho de que la mayor parte de las muestras de carbonato de las zonas oriental y central que presentan composiciones isotópicas en estroncio más radiogénicas, muestren también valores de $\delta^{18}\text{O}$ más ligeros (Fig. 3.33), parece confirmar que los valores isotópicos de estroncio más altos están relacionados con una mayor influencia de aguas de escorrentía.

Esta posible mezcla de aguas planteada a partir de los datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos del Grupo Oncala corrobora la interpretación de que las dos poblaciones de $\delta^{18}\text{O}$ observadas en las muestras de carbonatos se deben, no solo a procesos de evaporación, si no a la precipitación a partir de aguas con composiciones diferentes originalmente (v. apartado 3.4.3. B). Asimismo, tanto los valores isotópicos en estroncio como los valores de $\delta^{18}\text{O}$ parecen coherentes con una mayor influencia de agua dulce en el área occidental de la cuenca y una mayor influencia de agua marina hacia el área oriental de la cuenca.

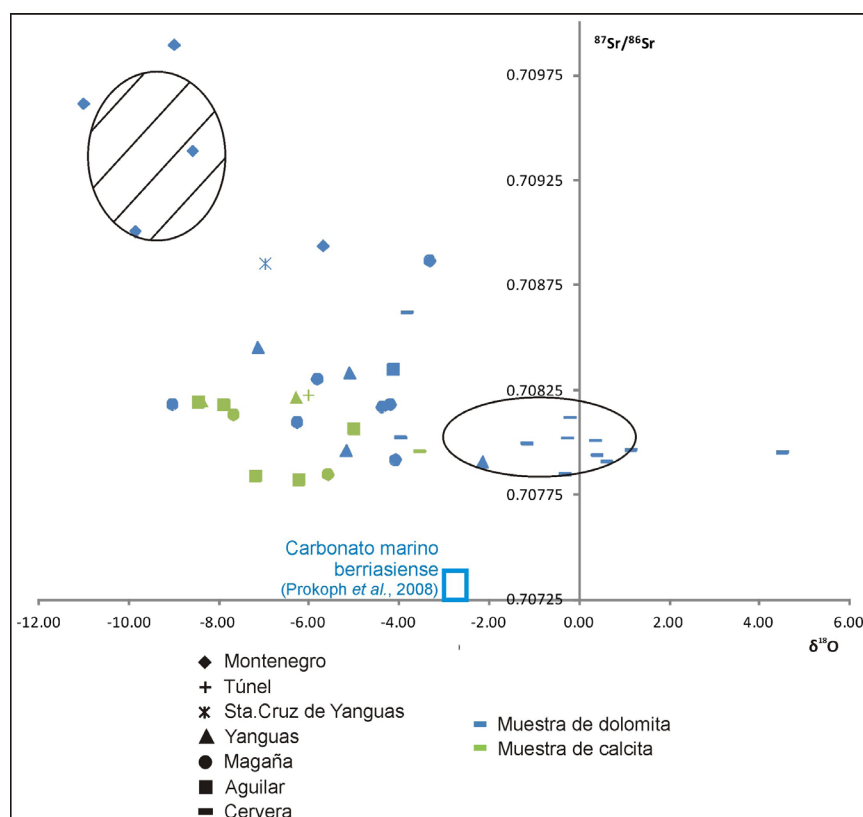


Fig. 3.34. Composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos del Grupo Oncala. La elipse superior izquierda define la media \pm una desviación estándar de los valores isotópicos de los carbonatos de la columna de Montenegro (área occidental del Grupo Oncala), y la elipse inferior derecha, la de los carbonatos de la columna de Cervera (área oriental de la cuenca). Obsérvese que las muestras con las composiciones isotópicas en $\delta^{18}\text{O}$ más ligeras presentan los valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más altos, y que las muestras con las composiciones isotópicas en $\delta^{18}\text{O}$ más pesadas presentan valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ más bajos.

3.4.4. Reconstrucción paleoambiental de los depósitos carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala

Las características sedimentarias de las facies carbonáticas y evaporíticas del Grupo Oncala permiten interpretar que los depósitos laminados carbonático-evaporíticos se formaron en cuerpos de agua someros, extensos lateralmente, en los que predominaban las condiciones subacuáticas y de composición carbonático-sulfática, progresivamente más salinos hacia la zona nororiental (Fig. 3.35). Aunque estos depósitos han sido interpretados anteriormente como formados en lagos continentales con muy esporádicas incursiones marinas únicamente a techo del Grupo Oncala (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994b; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000), en esta tesis se presentan nuevos datos que sugieren una mayor influencia marina. En primer lugar, la relación lateral de los depósitos carbonático-evaporíticos con depósitos siliciclásticos depositados en llanuras mareales ya sugiere que los cuerpos de agua estudiados estaban situados en un área costera y que podían recibir importantes aportes de agua marina. De hecho, la presencia de estructuras características de alternancia de episodios de tracción y decantación en algunas capas de carbonato peloidal intercaladas con los depósitos siliciclásticos mareales, como estratificación ondulada y lenticular (Fig. 3.14.D), podría indicar que las corrientes mareales también afectaban ocasionalmente a las zonas carbonático-evaporíticas cercanas a las llanuras mareales siliciclásticas. Igualmente las escasas capas de *edgewise conglomerates* que aparecen en zonas cercanas a los depósitos siliciclásticos mareales (Fig.

3.12) recuerdan a los conglomerados que se forman en llanuras mareales carbonáticas (Hardie y Ginsburg, 1977; Shinn, 1983; Demicco y Hardie, 1994), y sugieren que estas zonas estaban esporádicamente sometidas a la acción del oleaje, tormentas o corrientes mareales que erosionaban láminas de carbonato ya consolidadas. Por otro lado, las asociaciones de ostrácodos del Grupo Oncala son características de condiciones de mezcla de agua dulce y salobre, con incursiones marinas en la parte alta del Grupo Oncala (Schudack y Schudack, 2009). Asimismo, Gómez-Fernández (1992), Gómez-Fernández y Meléndez (1994) y Meléndez y Gómez-Fernández (2000) encontraron foraminíferos bentónicos (miliólidos) y posibles restos de dasycladales en algunas escasas capas de la parte superior del Grupo Oncala, en la zona oriental de la cuenca. Estos autores interpretaron estos fósiles como evidencia de invasiones marinas en la cuenca, lo cual es coherente con las demás evidencias de influencia marina encontradas en esta tesis.

Aparte de estas características sedimentarias, los análisis de geoquímica isotópica de los yesos y los carbonatos también son coherentes con la llegada de aportes de agua marina y agua continental a estos cuerpos de agua. Por un lado, los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos del Grupo Oncala sugieren que la principal fuente de sulfato en estos cuerpos de agua eran los aportes de agua marina a la cuenca (v. apartado 3.4.3.A). Por otro lado, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos sugieren mezcla de aguas más radiogénicas y pesadas (predominantes en la zona occidental de la cuenca) y aguas menos radiogénicas y más ligeras (más abundantes hacia la zona oriental). La entrada de agua marina a la cuenca explicaría, además, la gran cantidad de sulfato acumulado en el Grupo Oncala.

Todas estas evidencias indican que los depósitos laminados carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala se formaron en cuerpos de agua costeros, someros, perennes y con salinidades relativamente elevadas, es decir, salinas costeras (Fig. 3.35). Retomando la definición presentada en el apartado 3.2, las salinas costeras son cuerpos de agua de salinidad variable, de kilómetros a decenas de kilómetros de extensión y que no superan unos pocos metros de profundidad, y en los que la sedimentación es de carácter fundamentalmente subacuático (Warren, 1982, 1991, 2006; Kendall, 1992; Ortí, 2010a), lo que coincide perfectamente con las características del ambiente deposicional interpretado para los depósitos del Grupo Oncala. Además, en las salinas la principal fuente de solutos procede del mar (aunque también pueden recibir aportes de agua dulce), pero están parcial o completamente aisladas superficialmente del mar permitiendo que los procesos de evaporación tengan un efecto importante sobre la salinidad (Handford, 1991; Warren, 1991, 2006; Kendall, 1992; Ortí, 2010a), lo cual también se cumple en el caso del medio sedimentario en el que se formaron los depósitos estudiados.

Por otra parte, la comparación de los depósitos carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala con los depósitos de salinas costeras actuales permiten reconocer numerosas analogías. Por ejemplo, en las salinas de la costa mediterránea española los sedimentos carbonáticos están compuestos fundamentalmente por fango peloidal (Ortí *et al.*, 1984; Ortí, 2010b), muy similar a las abundantes láminas de carbonato peloidal del Grupo Oncala. En salinas situadas tanto en la costa mediterránea española como en la costa del mar Rojo y del golfo pérsico los tapices microbianos constituyen una de las facies más abundantes, y se puede acumular importante cantidad de materia orgánica (Aharon *et al.*, 1977; Perthuisot y Jauzein, 1978; Kushnir, 1981; Ortí *et al.*, 1984; Ortí, 2010b), lo que también parece coincidir con la presencia de tapices microbianos y con la gran cantidad de materia orgánica acumulada en las lutitas negras y en láminas de carbonato *mudstone* (facies 2), carbonato limo-arenoso (facies 1) y carbonato peloidal (facies 4) del Grupo Oncala. Además, en estas salinas a concentraciones cercanas a 140 g/l el sedimento suele estar formado por una alternancia de láminas de yeso intersticial y de tapices microbianos/algales (Perthuisot y Jauzein, 1978; Kushnir, 1981; Ortí *et al.*, 1984) o láminas de fango carbonático (Aharon *et al.*, 1977), que recuerdan a los dobles de láminas de pseudomorfo de yeso (facies 8 y 11) y láminas de carbonato *mudstone*

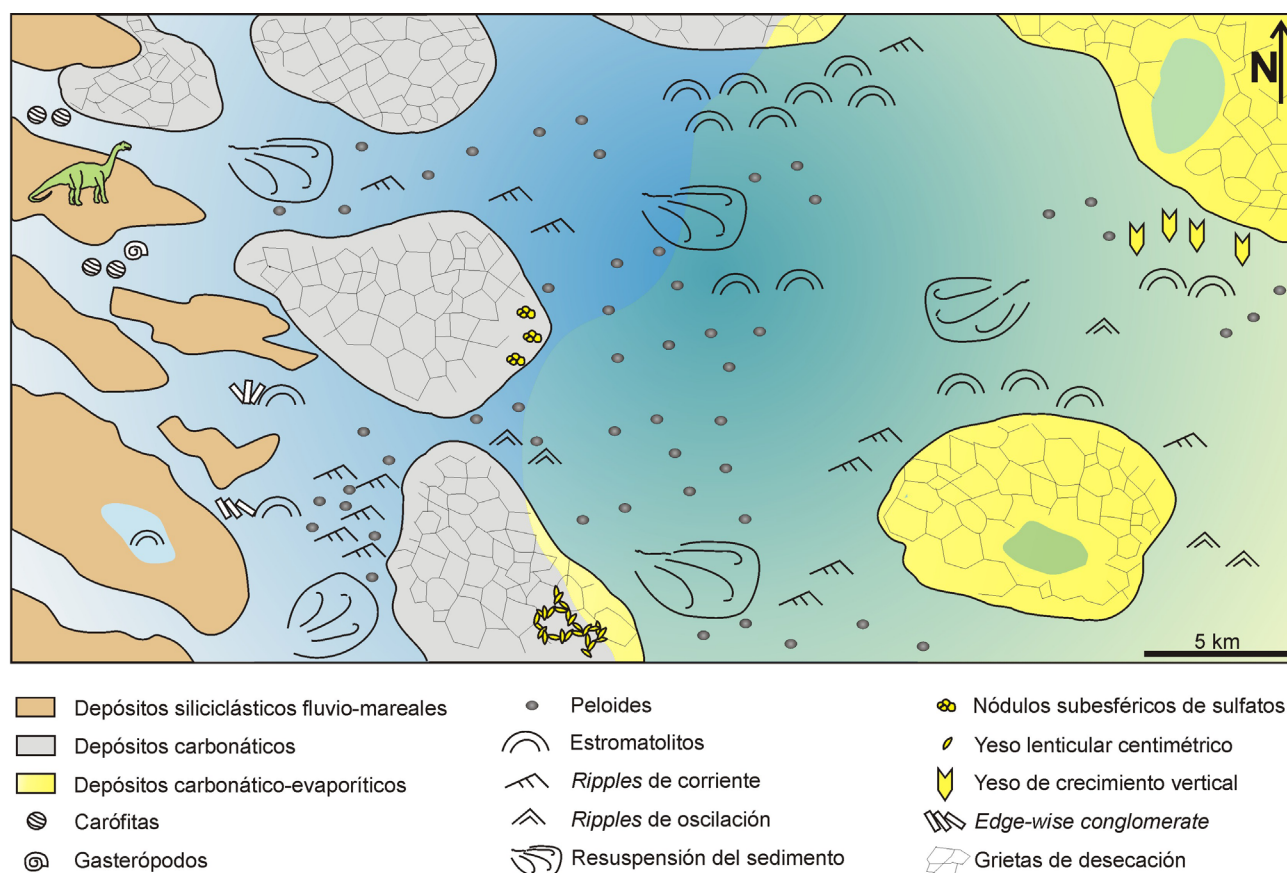


Fig. 3.35. Esquema de las salinas desarrolladas en el área oriental y central del Grupo Oncala. Obsérvese que estas salinas incluían un dominio carbonático al oeste y un dominio sulfático al este. La salinidad era progresivamente más alta hacia el noreste. En la zona más occidental, cercana a las llanuras fluvio-mareales siliciclásticas, la entrada de agua dulce era mayor, lo que permitía ocasionalmente la presencia de fauna dulceacuícola, y hacia el este la salinidad era mayor, causando una mayor cantidad de yeso e, incluso, que precipitaran ocasionalmente yesos de crecimiento vertical en el extremo más oriental. Nótese que la poca profundidad de las salinas permitía que ocasionalmente extensas áreas quedaran expuestas subaéreamente (especialmente en las zonas cercanas a las llanuras fluvio-mareales siliciclásticas y en el área más nororiental), que se pudiera resuspender el sedimento recién depositado y que se pudieran formar ripples.

(facies 2) muy abundantes en el Grupo Oncala. Esta comparación con salinas costeras actuales también sugiere que la concentración de la salmuera de las salinas del Grupo Oncala no solía superar los 140 g/l y muy raramente se alcanzaban los 250 g/l, como indican el predominio de yesos submilimétricos o milimétricos intersticiales frente a otros tipos de yeso y la escasez de pseudomorfos de yeso selenítico. Así, si se comparan las facies carbonático-evaporíticas del Grupo Oncala con el esquema idealizado de la secuencia de facies de las salinas costeras (Fig. 3.2.C) realizado por Ortí *et al.* (1984), se observa que las salinas berriasienses de la cuenca de Cameros incluirían facies del dominio carbonático y de la materia orgánica, y parte del dominio yesífero, pero no alcanzarían las salinidades más altas del dominio yesífero ni el dominio halítico. El hecho de que no se alcanzaran salinidades más altas en las salinas del Grupo Oncala probablemente se deba a la llegada de frecuentes y abundantes descargas de agua dulce desde la zona occidental de la cuenca que diluían a menudo la salmuera.

La sedimentación en las salinas costeras desarrolladas en la zona oriental del Grupo Oncala estaba ampliamente controlada por la concentración de la salmuera, que dependía a su vez de la relación entre las entradas de agua en las salinas y la evaporación. Esto, por una parte, provocaba la alternancia de acumulación de láminas de carbonato *mudstone*, estromatolitos, láminas paralelas de carbonato peloidal, lutitas o carbonato *mudstone-wackestone* de ostrácodos durante intervalos de salinidad más baja y precipitación de yeso durante intervalos de mayor salinidad y, por otra parte, causaba diferencias de salinidad laterales dentro del sistema carbonático-evaporítico. La ausencia

de láminas evaporíticas en la asociación de facies de carbonatos laminados (CL), intercalada con, y adyacente a, los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala (Fig. 3.5), indica que la salinidad de las salinas era menor en el área cercana a las llanuras mareales siliciclásticas (Fig. 3.35). Esta menor salinidad probablemente se debía a las importantes descargas de agua dulce que llegaban a las llanuras siliciclásticas desde la zona occidental de la cuenca (v. capítulo 2). Esta menor salinidad en las zonas adyacentes a los depósitos siliciclásticos también se ve reflejada en la comparativamente mayor abundancia de bioturbación de las capas de carbonato situadas en las zonas más occidentales, y en la presencia de algunas escasas de capas de carbonato *wackestone-packstone* bioclástico (Fig. 3.5), que ocasionalmente están compuestas de carófitas.

A pesar de que gran parte de las facies acumuladas en las salinas del Grupo Oncala fueron depositadas en condiciones tranquilas sin agitación, la poca profundidad de estos cuerpos de agua permitía que las corrientes y las olas afectaran episódicamente el sedimento depositado en el fondo (Fig. 3.35). Durante estos intervalos de mayor agitación el sedimento poco consolidado podía volverse a poner en suspensión y ser transportado hasta que se reestablecían las condiciones tranquilas y el sedimento podía decantar, dando lugar a la formación de láminas gradadas de carbonato limo-arenoso (facies 2) y láminas gradadas de carbonato peloidal (facies 4). Durante episodios de mayor agitación se formaban también láminas de carbonato peloidal (facies 4) y láminas de (yeso) arenita (facies 9) con estratificación cruzada de pequeña escala, compuestas por granos intracuencales retrabajados por oleaje o corrientes, que al menos en el caso de las capas de carbonato peloidal con estratificación lenticular y ondulada, podían ser producidas por las mareas.

Por último, resulta importante destacar las variaciones en la vertical que se dan en los depósitos carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala. La mayor abundancia de láminas de pseudomorfos de yesos en la parte inferior que en la parte superior del Grupo Oncala así como su mayor espesor en la mitad inferior, donde pueden llegar a tener hasta 10 cm de espesor y ser más gruesas que las capas de carbonatos con las que alternan, indican que la concentración de las salinas era más alta en la parte inferior del Grupo Oncala que en la parte superior. La mayor cantidad de brechas carbonáticas y su mayor espesor y continuidad lateral en la parte inferior del Grupo Oncala respecto a la parte superior de la unidad, donde tienen poca entidad y aparecen muy puntualmente (asociadas generalmente a pequeños pliegues o fallas) también es indicativo de una mayor acumulación de evaporitas en la parte inferior, dado que estas brechas se formaron por deformación tectónica de niveles con gran cantidad de sulfatos (v. apartado 3.4.2.b.1 y Quijada *et al.*, en prensa a). Asimismo, la mayor abundancia de pseudomorfos de yeso de crecimiento vertical en la parte inferior del Grupo Oncala y la presencia de pseudomorfos en punta de flecha únicamente en esta parte inferior sugieren también que la concentración de las salinas alcanzaba valores más altos en la mitad inferior de la unidad (v. apartados 3.4.2.a.1. y 3.4.2.b.1). Esta salinidad más alta probablemente indica que en la parte inferior del Grupo Oncala se daban condiciones más restringidas que permitían una mayor concentración de la salmuera mediante procesos de evaporación. En cambio, en la parte superior del Grupo Oncala la salinidad no alcanzaba valores tan altos debido seguramente a que las condiciones de confinamiento eran de menor duración y la tasa de evaporación respecto a la de entrada de agua en las salinas era menor que en la mitad inferior de la unidad. Debido a estas diferencias en la vertical, los depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala se pueden dividir en una parte inferior con mayor cantidad de evaporitas y brechas, lo que le confiere un aspecto más irregular a la laminación, y una parte superior con menor cantidad de evaporitas y brechas, caracterizada por una laminación más continua y regular. En las salinas de la parte inferior del Grupo Oncala probablemente predominaban las composiciones sulfático-carbonáticas, mientras que en la parte superior predominaban las salmueras carbonático-sulfáticas.

3.4.5. Conclusiones parciales

Los depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala se formaron en salinas costeras, de poca profundidad, en las que predominaban las condiciones subacuáticas (Fig. 3.35). Estas salinas se extenderían a lo largo de decenas de kilómetros en una cuenca con un gradiente topográfico extremadamente bajo. En este sistema de salinas se daba un aumento progresivo de la salinidad desde la zona más occidental hasta la zona más oriental debido probablemente a la mayor descarga de agua dulce desde la zona siliciclástica adyacente. La composición de las salmueras de las salinas era sulfática-carbonática en la parte inferior del Grupo Oncala y carbonática-sulfática en la parte superior.

Los criterios que de manera combinada han permitido interpretar que el medio deposicional en el que se formaron los depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala era somero, y que pueden ser útiles para reconocer otros sedimentos laminados de ambientes poco profundos en el registro geológico son:

- La presencia de grietas de desecación a techo de algunas láminas de carbonato. Aunque la presencia de estas estructuras resulta muy útil para identificar ambientes sedimentarios poco profundos, su ausencia o escasez no implica necesariamente sedimentación en medios deposicionales profundos.
- Asociación de las facies laminadas con láminas de (yeso)arenita con estratificación cruzada de pequeña escala.
- Intercalación de las facies laminadas con capas de carbonato con pseudomorfos de yeso lenticular centimétricos, grietas de desecación y *tepees*.
- Geometrías deposicionales caracterizadas por estratificación horizontal muy continua lateralmente, que no muestra gradientes topográficos elevados en toda la cuenca.
- Presencia de las mismas facies carbonáticas y evaporíticas a lo largo de decenas de kilómetros en la lateral, e intercalación y paso lateral directo de estas facies a facies siliciclásticas depositadas en llanuras mareales frecuentemente expuestas subaéreamente.

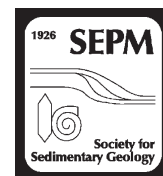
Las evidencias que indican que los cuerpos de agua donde sedimentaron los depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala estaban situados en una zona costera y tenían influencia marina son los siguientes:

- Relación lateral con depósitos siliciclásticos de llanuras mareales.
- Presencia de ocasional de estructuras típicas de ambientes mareales, como estratificación lenticular y ondulada, y *edge-wise conglomerates*.
- Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos revelan que la principal fuente de sulfatos procedía de aportes de agua marina.
- Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos indican que había mezcla de aguas marinas (más abundantes hacia la zona oriental de la cuenca) y continentales (más importantes hacia la zona occidental).

3.4.6. Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2013a): Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Camereros Basin, northern Spain). Journal of Sedimentary Research 83, 241-257.

A continuación, se incluye un artículo científico enfocado a interpretar la profundidad del ambiente deposicional en el que se sedimentaron los depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos del Grupo Oncala. En concreto, en este trabajo se estudian los depósitos de la parte superior del Grupo Oncala (Formación Valdeprado) en el área depocentral de la cuenca durante el Berriasiense (columna estratigráfica de Aguilar, Fig. 3.4, 3.5, anexo 4). Este artículo se ha estructurado de manera que, en primer lugar, se explica el contexto geológico de los depósitos estudiados, incluyendo su relación lateral con depósitos siliciclásticos fluvio-mareales. A continuación, se describen las facies presentes en la zona de estudio (Formación Valdeprado en la zona de Aguilar). Posteriormente, en el apartado de discusión se van interpretando los procesos sedimentarios y diagenéticos (en el caso de las brechas carbonáticas) que dieron lugar a cada una de las facies y se discute si esos procesos se dieron en ambientes someros o profundos. Aunque no todas las facies muestran criterios diagnósticos de la profundidad de sedimentación, se encuentran una serie de evidencias que, combinadas entre sí, permiten establecer que los depósitos estudiados se formaron en cuerpos de agua carbonático-sulfáticos, someros y perennes. Así, los depósitos laminados del Grupo Oncala se proponen como un ejemplo de una sucesión fundamentalmente carbonática caracterizada por una fina laminación, cuya preservación no se debe a que el ambiente deposicional fuera profundo y anóxico, sino que se formó bajo una lámina de agua somera. Además, se resalta el hecho de que la abundancia de facies laminadas y la ausencia de evidencias de exposición subaérea pueden dar una falsa impresión de sedimentación en ambientes profundos, por lo que ninguna de esas características debería usarse individualmente como criterio para identificar depósitos formados en cuerpos de agua profundos.

Conviene destacar para que no lleve a error que en el apartado de marco geológico y en la figura 1B de este artículo se emplean las subdivisiones estratigráficas del Grupo Oncala propuestas por Gómez-Fernández (1992) y Gómez-Fernández y Meléndez (1994a), que no se corresponden exactamente con las establecidas y empleadas en Quijada *et al.* (2013b) y la presente tesis (v. capítulo 4). Esto se debe a que este artículo fue escrito antes que el de Quijada *et al.* (2013b) y, por tanto, las subdivisiones estratigráficas del Grupo Oncala aún no habían sido revisadas. Asimismo, en este artículo no se discuten temas como el origen de los sulfatos o si estos cuerpos de agua eran lagos salinos perennes o salinas costeras, ya que en él no se pretendía dar solución al problema de la posible influencia marina en los cuerpos de agua carbonático-sulfáticos del Grupo Oncala, si no a la cuestión de la profundidad del ambiente deposicional de los depósitos laminados.



DEPOSITIONAL DEPTH OF LAMINATED CARBONATE DEPOSITS: INSIGHTS FROM THE LOWER CRETACEOUS VALDEPRADO FORMATION (CAMEROS BASIN, NORTHERN SPAIN)

I. EMMA QUIJADA,^{1,2} PABLO SUAREZ-GONZALEZ,^{1,2} M. ISABEL BENITO,^{1,2} AND RAMÓN MAS^{1,2}

¹Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, Cl José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain

²Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), Cl José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain

e-mail: equijada@geo.ucm.es

ABSTRACT: The Lower Cretaceous (Berriasian) Valdeprado Formation (Camerós Basin, northern Spain) contains more than 900 m of laminated carbonates and pseudomorphs after sulfates. Traditionally, many sedimentary packages of different ages and lithologies have been interpreted as deep-water deposits based essentially on the abundance of laminations and the absence of subaerial exposure features. In contrast, the Valdeprado Formation provides an example of a shallow-water deposit dominated by laminations with scarce evidence of subaerial exposure, and gives criteria to solve the challenge of distinguishing shallow-water and deep-water, ancient laminated deposits.

The two most abundant facies all along the Valdeprado Formation are: a) parallel-laminated limestone, formed by alternating carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after displacive gypsum, and b) graded-laminated limestone, consisting of quartz, mica, ostracodes, and pseudomorphs after detrital gypsum grains at the base, which changes gradually upwards to carbonate mudstone. Parallel-laminated limestone and graded-laminated limestone could have been deposited in either deep or shallow environments as a result of salinity fluctuations driven by alternation of flooding and evaporation and by sediment resuspension processes, respectively. Subaerial exposure features, such as desiccation mudcracks, are scarce in most of the succession, except in a few meter-scale stratigraphic intervals where they are very abundant. Interestingly, in these intervals desiccation cracks are present at the tops of several successive laminae (up to 25 mudcracked laminae per meter of deposit), indicating that, at least during those periods of time, deposition occurred in shallow water bodies that were desiccated frequently. In the upper part of the stratigraphic section, parallel-laminated and graded-laminated limestones are associated with current-ripple and wave-ripple cross-laminated arenites, and ostracode mudstone to wackestone with centimeter-size pseudomorphs after lenticular gypsum, and abundant desiccation mudcracks and tepees, which also suggest sedimentation in shallow-water environments. Moreover, the laminated carbonates display continuous, parallel layering, and the same facies along the 40-km-long outcropping area. These deposits are directly interbedded with, and pass laterally to, siliciclastic sandy–muddy flat deposits in the western area of the basin, without clinoforms, slump structures, or slide masses in between. All of these features suggest deposition in shallow, perennial carbonate–sulfate water bodies and their peripheral mudflats, developed in a flat-bottomed basin with no marked gradients.

INTRODUCTION

“Laminated lacustrine sediment forms where the lake bottom receives variable sediment input and retains conditions for the preservation of sediment with minimal disturbance or erosion” (Gierlowski-Kordesch 2010). These conditions for preservation are achieved where bottom current activity and burrowing are minimal or absent (Kelts and Hsü 1978; Anderson and Dean 1988; Glenn and Kelts 1991; Sabato et al. 2005; Pietras and Carroll 2006). Continental laminated carbonates can be deposited in deep and shallow sedimentary environments, as the requirements for preserving lamination may be fulfilled in both cases (e.g., Gierlowski-Kordesch 2010 and references therein; Renaut and Gierlowski-Kordesch 2010). Although the term “shallow lake has never been satisfactorily defined” (Thomas et al. 1996), several authors use the term “shallow” for lakes less than 10 m deep, inasmuch as this depth is generally the limit for light penetration and wind mixing of the water column (Kroes 1986; Smoot and Lowenstein 1991; Thomas et al. 1996;

Schubel and Lowenstein 1997). Accordingly, in this work the terms “shallow” and “deep” are used for depths of less and more than ~ 10 m, respectively. The factors that, individually or in combination, favor the preservation of laminae in lacustrine settings are meromixis of the water column (e.g., Kelts and Hsü 1978; Last and Vance 1997; Hakala 2004; Andrews et al. 2010; Zhang and Sha 2012), high and fluctuating salinity (e.g., Eugster and Hardie 1975; Smoot 1983; Smoot and Lowenstein 1991; Kendall 1992; Gierlowski-Kordesch and Rust 1994; Pietras and Carroll 2006), toxic compositions (Liutkus et al. 2010), warm temperatures, water stagnation, and a high rate of accumulation of organic debris (Buscalioni and Fregenal-Martínez 2010), microbial activity stabilizing the substrate (Finkelstein et al. 1999; Renaut and Gierlowski-Kordesch 2010), and high sedimentation rates (Kemp 1996). Despite the many examples of modern and ancient lacustrine laminated carbonates, interpretation of depositional depth of laminites in the stratigraphic record is still difficult. The presence of sedimentary features such as desiccation mudcracks (Eugster and Hardie 1975; Smoot 1983; Gierlowski-Kordesch and Rust 1994;

Buscalioni and Fregenal-Martínez 2010), fossil biota characteristic of shallow conditions (Liutkus et al. 2010), or vertebrate footprints (Buscalioni and Fregenal-Martínez 2010) facilitate the recognition of shallow-water laminated carbonates; yet in the absence of these features, interpretation may be much more complicated, and carbonate laminites formed in shallow environments could be interpreted as deep deposits. In fact, several examples of laminated carbonates originally interpreted as deep-lake deposits have later been reinterpreted as representing shallow environments (e.g., Olsen 1986 and Fraser et al. 1996 vs. Liutkus et al. 2010).

The laminated deposits of the Lower Cretaceous (Berriasian) Valdeprado Formation from the Cameros Basin (northern Spain) consist of 900 m of alternating carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum. The presence of pseudomorphs after gypsum in these facies suggests deposition in saline water bodies. Laminated deposits are common in perennial saline lakes, because high salinity excludes burrowing organisms and causes density stratification (e.g., Eugster and Hardie 1975; Smoot 1983; Smoot and Lowenstein 1991; Kendall 1992; Gierlowski-Kordesch and Rust 1994; Last and Vance 1997; Pietras and Carroll 2006; Liutkus et al. 2010). In deep areas of perennial saline lakes “settle-out sedimentation may produce fine, continuous laminae,” whereas “in shallow water, settle-out deposits tend to have thicker, more irregular lamination or they are massive” (Smoot and Lowenstein 1991). In deep environments, cumulate crystal layers and gravity-flow deposits are the most common evaporitic facies (Smoot and Lowenstein 1991), although intrasediment evaporites (syndepositional evaporites that grow within unlithified sediment) may also be present (Warren 2006). In contrast, crusts and intrasediment evaporites predominate in shallow settings (Smoot and Lowenstein 1991).

The laminated carbonates of the Valdeprado Formation pose a sedimentological challenge, in that a number of their sedimentary features, common in the rock record, could have developed in either shallow-water or deep-water environments, and subaerial exposure evidence is scarce in a large part of the succession. The aim of the present study is to interpret the depositional depth of these laminated sediments, describing which sedimentary features are unsuitable for this purpose, and which criteria are considered diagnostic for recognition of laminated deposits formed under shallow-water conditions.

METHODS

Geological mapping of the Valdeprado Formation, including mapping of its limits and tectonic structures, has been performed using field observations, aerial photographs, and satellite images. Ten selected stratigraphic sections of the laminated carbonate deposits of the Valdeprado Formation in the eastern area of the Cameros Basin were studied: one complete stratigraphic section from the base to the top of the formation, where the succession shows the best outcropping conditions, and nine partial sections (Fig. 1). The stratigraphic sections were measured at the decimeter scale, and observations were taken at the centimeter and millimeter scale.

A total of 113 rock samples were collected for laboratory studies. For each sample, a polished and uncovered thin section was prepared to 30 μm thickness for petrographic analysis under transmitted-light microscopy. A half of each thin section was stained with Alizarin Red S and potassium ferricyanide (Dickson 1966).

GEOLOGIC SETTING

The Valdeprado Formation is part of the sedimentary infill of the Cameros Basin (northern Spain) (Fig. 1), which is the northwesternmost basin of the Iberian Mesozoic Rift System (Mas et al. 1993; Guimerà et al. 1995). The Cameros Basin was formed during Late Jurassic to Early

Cretaceous intraplate rifting in Iberia as a consequence of the opening of the North Atlantic Ocean. The infill of this extensional basin corresponds to a large cycle or super-sequence divided into eight depositional sequences, and it registers high subsidence and accumulation rates, with a stratigraphic record of more than 9000 m of sediments from the Tithonian to the early Albian (Mas et al. 1993, 2002; Arribas et al. 2003) (Fig. 2). These depositional sequences consist of alluvial, fluvial, and lacustrine deposits, with rare marine incursions from the Tethys Sea (Mas et al. 1993, 2002).

The Oncala Group corresponds to the third depositional sequence (Fig. 2) and is Berriasian in age (Salomon 1982; Martín-Closas 1989; Schudack and Schudack 1989, 2009). This group has been subdivided into two units (Guiraud and Seguret 1985; Mas et al. 1993; Gómez-Fernández and Meléndez 1994): the Huérteles Formation and the Valdeprado Formation. Siliciclastic facies predominate in the first formation, whereas carbonate facies are dominant in the second. The deposits detailed here are situated in the eastern part of the Valdeprado Formation (Fig. 1A, B), which consists mainly of millimeter- to centimeter-thick, laminated carbonate (Figs. 3, 4A). These laminated carbonates crop out extensively over an area approximately 40 km long and 3 km wide in the eastern Cameros Basin, and they have been interpreted previously as having formed in deep carbonate lakes (Gómez-Fernández and Meléndez 1994; Meléndez and Gómez-Fernández 2000).

Laminated carbonates of the Valdeprado Formation pass laterally to proximal siliciclastic facies in the western area of the basin. These proximal siliciclastic facies are made up of channeled sandstone and siliciclastic mudstone, and they contain abundant desiccation mudcracks, which are evident at the top of almost every siliciclastic mudstone lamina and commonly are associated with ubiquitous vertebrate footprints (226 tracksites of theropod, ornithopod, sauropod, pterosaur, bird, crocodile, and turtle have been found to date, Hernández et al. 2005–2006; Moratalla and Hernán 2010). This siliciclastic facies have been interpreted as deposited in sandy-muddy flats (Gómez-Fernández and Meléndez 1994; Meléndez and Gómez-Fernández 2000; Quijada et al. 2010).

The extensive outcrops of the Valdeprado Formation allow the observation of the depositional geometry of the laminated carbonates and their lateral relationship with the western siliciclastic deposits (Fig. 4B, C). The lateral transition from laminated carbonate to siliciclastic deposits is gradual, and in the western area of the basin, the carbonate and siliciclastic facies are interbedded directly, without any other facies in between. Both carbonate and siliciclastic deposits show parallel layering, and are laterally continuous over hundreds of meters, and no clinoforms, marked gradients, or gravity structures, such as slump structures or slide masses, have been recognized in the area (Fig. 4B, C).

FACIES OF THE LAMINATED CARBONATES OF THE VALDEPRADO FORMATION

The carbonate deposits of the Valdeprado Formation in the eastern area of the basin (Fig. 1B) include over 900 m of a succession consisting mainly of laminated limestones (Fig. 3). Within these laminated limestones, individual laminae can be followed tens or even hundreds of meters along the total length of the outcrop (Fig. 4A). In this succession, seven facies were distinguished (Table 1, Fig. 3): 1) parallel-laminated limestone, 2) graded-laminated limestone, 3) cross-laminated arenite, 4) carbonate breccia, 5) shale, 6) ostracode mudstone to wackestone with centimeter-size pseudomorphs after gypsum, and 7) ostracode and gastropod wackestone to packstone.

Facies 1. Parallel-Laminated Limestone

One of the most abundant facies in the formation (Fig. 3) consists of alternating parallel laminae of carbonate mudstone, and calcite and

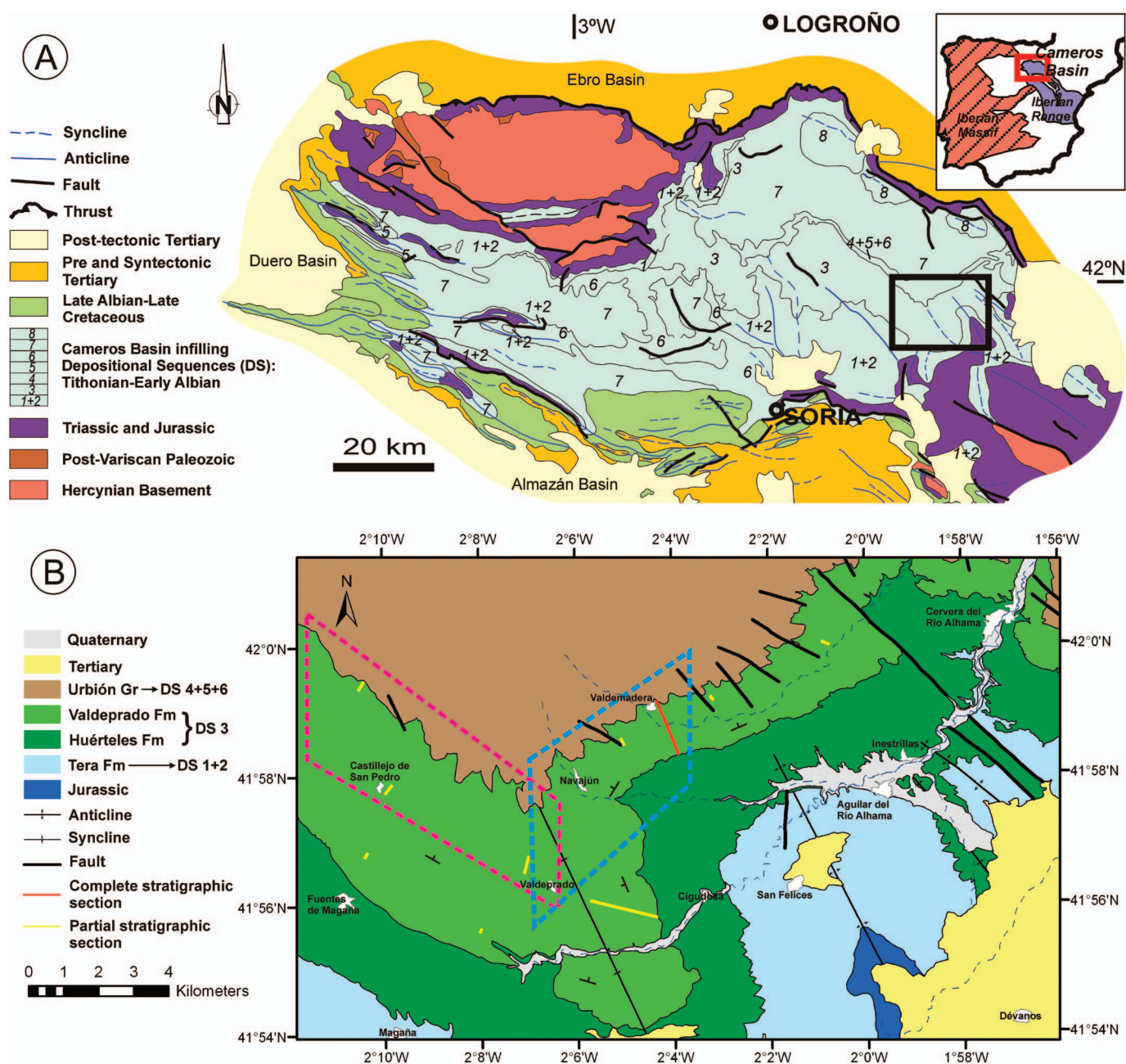


FIG. 1.—A) Geological map of the Cameros Basin (modified from Mas et al. 2002). The black rectangle marks the mapped area in Part B. B) Detailed geological map of the study area. The red line marks the position of the complete stratigraphic section measured from the base to the top of the formation, and the yellow ones show the location of partial stratigraphic sections. The blue rectangle marks the panoramic photograph shown in Figure 4B, and the pink rectangle, the panoramic photograph shown in Figure 4C.

quartz (Fig. 5A, B). This facies is interbedded with graded-laminated limestone (Facies 2), which is the other most abundant facies in the Valdeprado Formation, and with all the other facies except the ostracode and gastropod wackestone to packstone (Facies 7), described below.

Mudstone laminae are generally submillimeter- to millimeter-thick, but a few laminae reach 10 cm in thickness. They contain carbonate mudstone with some dispersed silt-size grains of quartz, calcite, and muscovite, and calcite and quartz pseudomorphs after (sub-) millimeter-size lenticular gypsum. Some of the mudstone laminae contain fine-sand-size peloids, or micropeloidal texture instead of homogeneous texture. Stromatolites up to 5 cm thick are evident. They consist of laminae up to 1.6 mm thick,

which display planar to domed shapes and peloidal, clotted-peloidal, fenestral, and dense micrite microfabrics (Fig. 5C, D).

Calcite and quartz laminae generally are submillimeter- to millimeter-thick, although layers up to 2 cm are also present. In general, these laminae are thinner than the mudstone laminae. Most are tabular, but some display concave bases and flat or convex tops. The calcite and quartz laminae consist of aggregates of pseudomorphs after crystals displaying lenticular habit (Fig. 5A, B), which is not a characteristic habit of quartz or calcite but it is typical of displacive gypsum (Magee 1991; Kendall 1992; Ortí 2010a). The carbonate mudstone matrix is deformed around the pseudomorphs (Fig. 5B), which is also distinctive of displacive

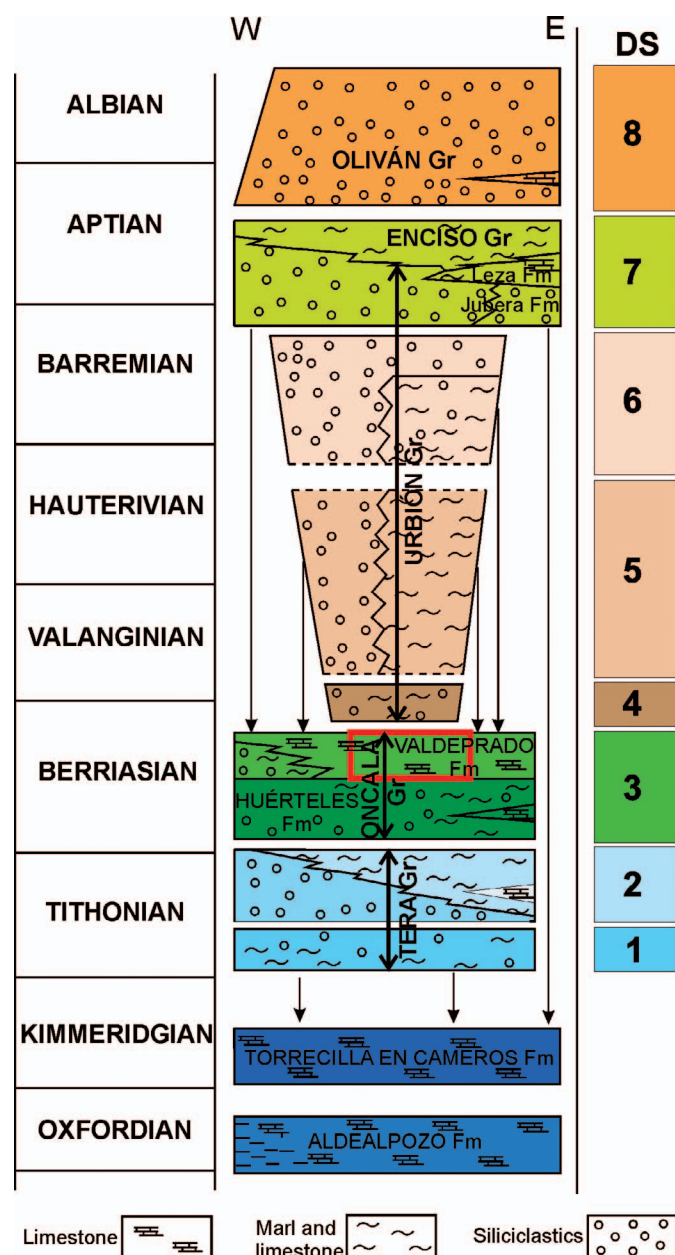


FIG. 2.—Stratigraphic framework and depositional sequences (DS) filling the eastern Cameros Basin. The focus of this study, the Valdeprado Formation, is highlighted with a red rectangle. Modified from Mas et al. (2004). “Gr.” = group, “Fm” = formation.

evaporites, although deformation around crystals could have been exaggerated during early diagenesis because gypsum crystals do not compact but the soft matrix does.

Facies 2. Graded-Laminated Limestone

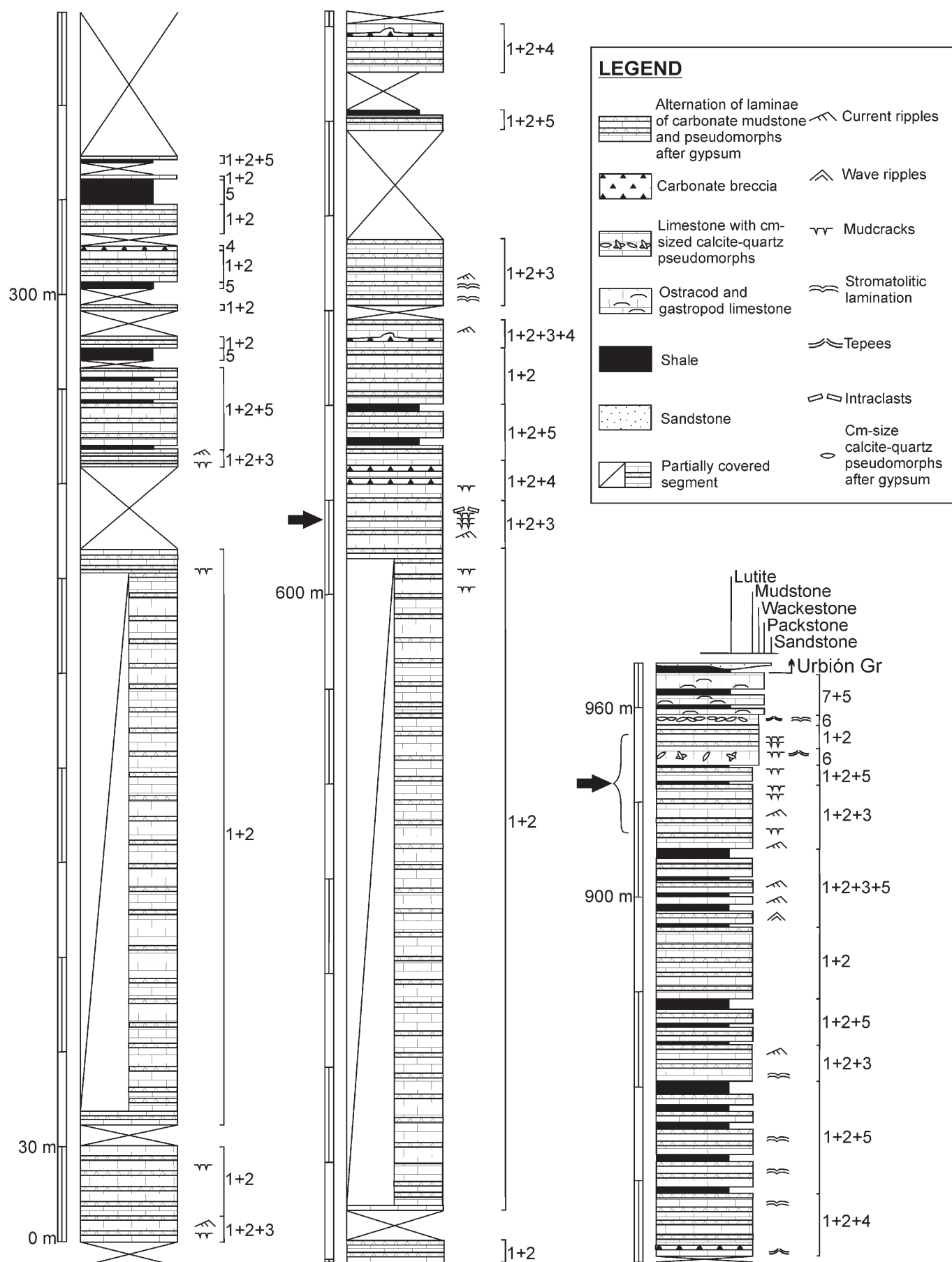
This facies is very abundant in the Valdeprado Formation (Fig. 3) and is interbedded with the parallel-laminated limestone facies (Facies 1), as well as with all the other facies except the ostracode and gastropod wackestone to packstone (Facies 7). The graded-laminated limestones commonly begin at an erosional base overlain by silt- to fine-sand-size grains, and gradually change upwards to carbonate mudstone (Fig. 6A, B). Laminae are generally submillimeter to millimeter thick, but they may be up to a few centimeters thick. The detrital components are ostracode fragments, grains of quartz and muscovite, and quartz and calcite pseudomorphs probably after detrital gypsum, because they display irregular lenticular shapes and replacements identical to the lenticular crystals in the parallel-laminated limestones (Facies 1). Intraclasts are present at the base of some laminae; they are clasts of carbonate mudstone and sulfate laminae replaced by calcite and quartz, similar to those in the parallel-laminated limestone (Fig. 6C). Calcite and quartz pseudomorphs after lenticular gypsum are distributed randomly in some layers.

Mudcracks are present in some layers at the top of the graded laminae (Fig. 7A–E). Few mudcracked laminae are scattered in the lower and middle part of the stratigraphic section (none to few mudcracked laminae per tens of meters of deposit), and they are especially abundant in two stratigraphic intervals situated in the middle part of the section (620–625 m in Fig. 3) and in the upper part of the section (920–950 m in Fig. 3). In these two stratigraphic intervals, cracks occur at the tops of successive laminae (up to 25 mudcracked laminae per meter of deposit are present; Fig. 7A, B). Individual cracks range from less than 1 mm to 3 mm in width, and from less than a millimeter to 3 cm in depth. The mudcracks have well-developed, centimeter-size polygonal patterns in plan view and taper gradually downward from the top displaying a v-shaped profile (Fig. 7B). Upward curling is evident in some cracked beds. Two types of infill are distinguished in these mudcracks. Some cracks are filled with stratified, silty carbonate mudstone and thin laminae of ostracode wackestone, which derive from overlying beds (Fig. 7E). Yet, most of the mudcracks are filled with calcite and quartz pseudomorphs after rectangular crystals resembling anhydrite (Fig. 7D, F), which deform the matrix around them.

Facies 3. Cross-Laminated Arenite

Several layers of cross-laminated arenites (rocks consisting of grains from 0.0625 to 2 mm in diameter, regardless of composition and genesis, *sensu* Grabau 1904, 1913; Zuffa 1980) are present from the bottom to the top of the formation, alternating with parallel-laminated limestone (Facies 1) and graded-laminated limestone facies (Facies 2), but they are much more abundant in the upper part of the stratigraphic section than below (Fig. 3). They form layers ranging from a few millimeters to 2 cm in thickness. These arenites comprise fine-sand-size calcite and

FIG. 3.—Stratigraphic section of the complete Valdeprado Formation in the area near Valdemadera. The numbers in the right column indicate the different facies: 1) parallel-laminated limestone, 2) graded-laminated limestone, 3) cross-laminated arenites, 4) carbonate breccia, 5) shale, 6) ostracode mudstone to wackestone with centimeter-size pseudomorphs after gypsum, 7) ostracode and gastropod wackestone to packstone. Notice that facies 1 and 2 are the most abundant along the stratigraphic section; facies 1 to 6 are associated with each other (note that facies 6 is present only in the upper part of the formation); facies 7 is exclusively associated with facies 5, and is present only in the uppermost 13 m of the succession; mudcracked laminae are scattered from the base to the top of the formation, but they are especially abundant in two stratigraphic intervals (indicated with black arrows); and cross-laminated laminae are also present from the base to the top of the unit, but they are more abundant in the upper part of the succession.



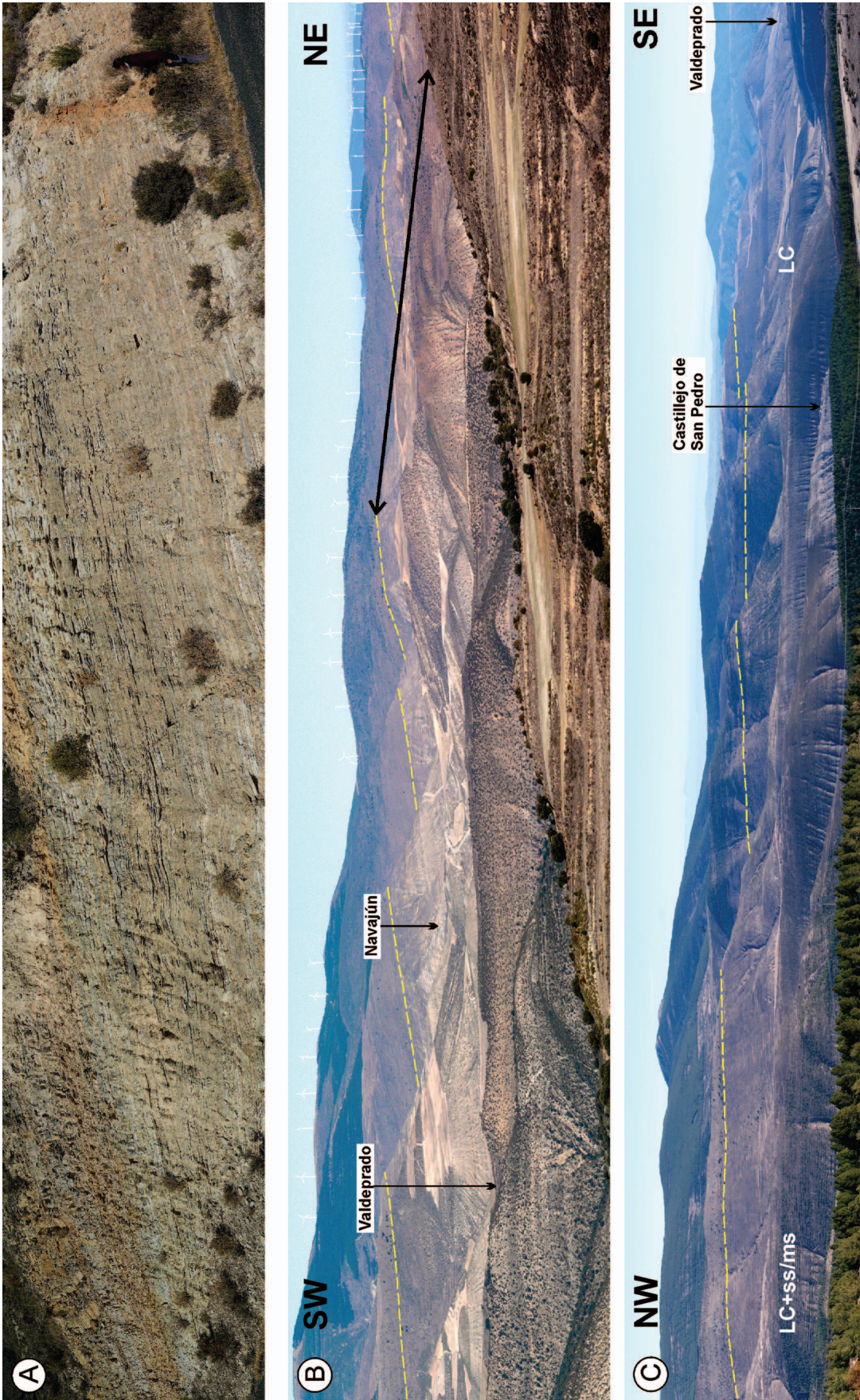


FIG. 4.—A) Field photograph of laminated carbonates of the Valdeprado Formation showing the continuous parallel lamination that characterizes this unit (person in the right area is 1.7 m tall). B) Panoramic photograph of the eastern area of the Valdeprado Formation (location indicated in Fig. 1B) showing the continuous and parallel layering that characterizes this formation. The black arrow marks the approximate situation of the complete stratigraphic section measured in the unit. The contact with the overlying Urbión Group is marked with yellow lines (the apparent drop of these lines is due to an optical illusion caused by the valleys). C) Panoramic photograph of the Valdeprado Formation in the area adjacent to Part B (location shown in Fig. 1B), where laminated carbonate (LC) pass to laminated carbonates interbedded with sandstones and siliceous mudstones (LC + ss/ms). This area is also characterized by continuous parallel layering. The contact with the overlying Urbión Group is marked with yellow lines.

TABLE 1.—*Facies of the Valdeprado Fm in the eastern area of the Cameros Basin.*

Facies	Characteristics	Processes
1. Parallel-laminated limestone	(Sub-) millimeter-thick lamination; alternation of micrite and pseudomorphs after gypsum laminae; (micro-) peloids and stromatolites.	Precipitation of micrite and evaporites caused by salinity fluctuations.
2. Graded-laminated limestone	(Sub-) millimeter-thick lamination; erosional base overlain by ostracode fragments, grains of quartz and mica and detrital gypsum, grading upwards to carbonate mudstone; mudcracks at the top of scarce laminae.	Sediment resuspension and subsequent deposition, followed by evaporation of water and episodic subaerial exposure.
3. Cross-laminated arenite	Current and wave ripples; pseudomorphs after detrital gypsum grains, peloids, ostracode fragments, quartz, and mica.	Currents and waves affecting the bottom of the lake.
4. Carbonate breccia	Fragments of carbonate mudstone with pseudomorphs after sulfates within a matrix of pseudosparitic calcite.	Deposits originally constituted by alternating laminae of carbonate mudstone and sulfate, brecciated as the result of tectonic deformation.
5. Shale	Thinly laminated; fissile; ochre to purple-colored; clays, quartz, oxides, carbonate and ostracodes.	Siliciclastic discharges.
6. Ostracode mudstone to wackestone with centimeter-size pseudomorphs after gypsum	Ostracode mudstone to wackestone with large calcite and quartz pseudomorphs after gypsum; mudcracks; tepees.	Carbonate precipitation followed by desiccation and subaerial exposure.
7. Ostracode and gastropod wackestone to packstone	Alternation of mudstone laminae and ostracode and gastropod wackestone to packstone laminae.	Precipitation of carbonates in lakes with more frequent freshwater input.

quartz pseudomorphs probably after detrital gypsum grains, peloids, ostracode fragments and, in a minor proportion, quartz and mica. They are grain-supported and typically include current-ripple cross-lamination (Fig. 8A, B). Approximately 1-cm-thick wave ripples with gently dipping foresets (under 10°) are also observed (Fig. 8C, D).

Facies 4. Carbonate Breccia

This facies is present from the base to the top of the Valdeprado Formation in beds from several millimeters to 20 cm in thickness (Fig. 3). The breccias are made up of millimeter-size to 4-cm-size angular fragments of carbonate mudstone floating in a matrix of pseudosparitic calcite (Fig. 9A). Fragments consist of carbonate mudstone with calcite and quartz pseudomorphs after sulfates, identical to those of the parallel-laminated limestone facies. In some layers, the original lamination is preserved, because there is little displacement of the fragments; in other layers the original lamination is totally disrupted and the breccias are matrix-supported and chaotic. Some laminae are broken and disrupted in some areas and, laterally, they are unbroken (Fig. 9B). The breccias are commonly related to tectonic structures, such as fractures or folds (Fig. 9B), and the fragments are usually oriented parallel to the flanks of the folds.

Facies 5. Shale

Several shale beds, ranging in thickness from a few centimeters to 8 m, are present from the base to the top of the stratigraphic section (Fig. 3), and are interbedded with all the other facies in the formation. They are very thinly laminated, showing conspicuous fissility, and varying in color from ochre to light purple (Fig. 9C). These layers are composed of clay, very-fine-silt-size quartz grains, iron oxides, and variable carbonate contents, and they commonly contain ostracodes.

Facies 6. Ostracode Mudstone to Wackestone with Centimeter-Size Pseudomorphs after Gypsum

This facies, present in the upper part of the Valdeprado Formation (Fig. 3), is associated with parallel-laminated limestone (Facies 1) and graded-laminated limestone (Facies 2). It consists of ostracode mudstone to wackestone with large calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (Fig. 10A, B). This facies is parallel-laminated, and some laminae have slightly erosional bases, above which lie silt-size to very fine-sand-size

ostracodes, calcite pseudomorphs after probable detrital gypsum grains, and quartz and mica grains.

The centimeter-size calcite and quartz pseudomorphs after gypsum present in this facies display lenticular morphologies, and they deform the surrounding matrix. These pseudomorphs are organized into horizontal layers within the ostracode mudstone to wackestone (Fig. 10B), or along vertical structures associated with abundant mudcracks and tepees (Fig. 10A, C). The mudcracks are up to 4 cm deep, taper downward, and contain millimeter-size calcite pseudomorphs after lenticular sulfates, in addition to the associated larger pseudomorphs (Fig. 10A). Rare tepee structures are 5 cm in height, and the distance among them is roughly 20 cm (Fig. 10C).

Facies 7. Ostracode and Gastropod Wackestone to Packstone

The uppermost 13 m of the Valdeprado Formation is made up of bioclastic limestone interbedded with shale (Fig. 3). Limestone beds vary from 50 cm to 5 m in thickness, whereas the less abundant shale beds are less than 20 cm thick. Ostracode and gastropod wackestone to packstone facies is present only at the top of the section and is not associated with parallel-laminated limestone (Facies 1), graded-laminated limestone (Facies 2), or any other facies apart from shale.

The limestone consists of alternating laminae of mudstone and ostracode and gastropod wackestone to packstone (Fig. 10D). Rare subspherical and displacive nodules, up to 6 cm in size, composed of calcite, quartz, and dolomite, are randomly distributed in the limestone (Fig. 10E). Acicular crystals resembling anhydrite laths (Ciarapica et al. 1985; Ortí and Rosell 1997) are visible within the quartz and dolomite of the nodules under the petrographic microscope.

DISCUSSION

Parallel-laminated limestone (Facies 1, alternating laminae of mudstone and pseudomorphs after gypsum) and graded-laminated limestone (Facies 2, commonly with an erosional base overlain by silt-size to fine-sand-size grains, gradually grading upwards to carbonate mudstone) are the two most abundant facies in the study area. Similar facies have been described in both deep (Smoot 1991; Last and Vance 1997) and shallow (Schreiber et al. 1976; Mitchell 1985; Gibert et al. 2007) environments. For this reason, interpretation of the depth of deposition requires detailed analysis of their sedimentary features, associated facies, and lateral relationships with adjacent deposits.

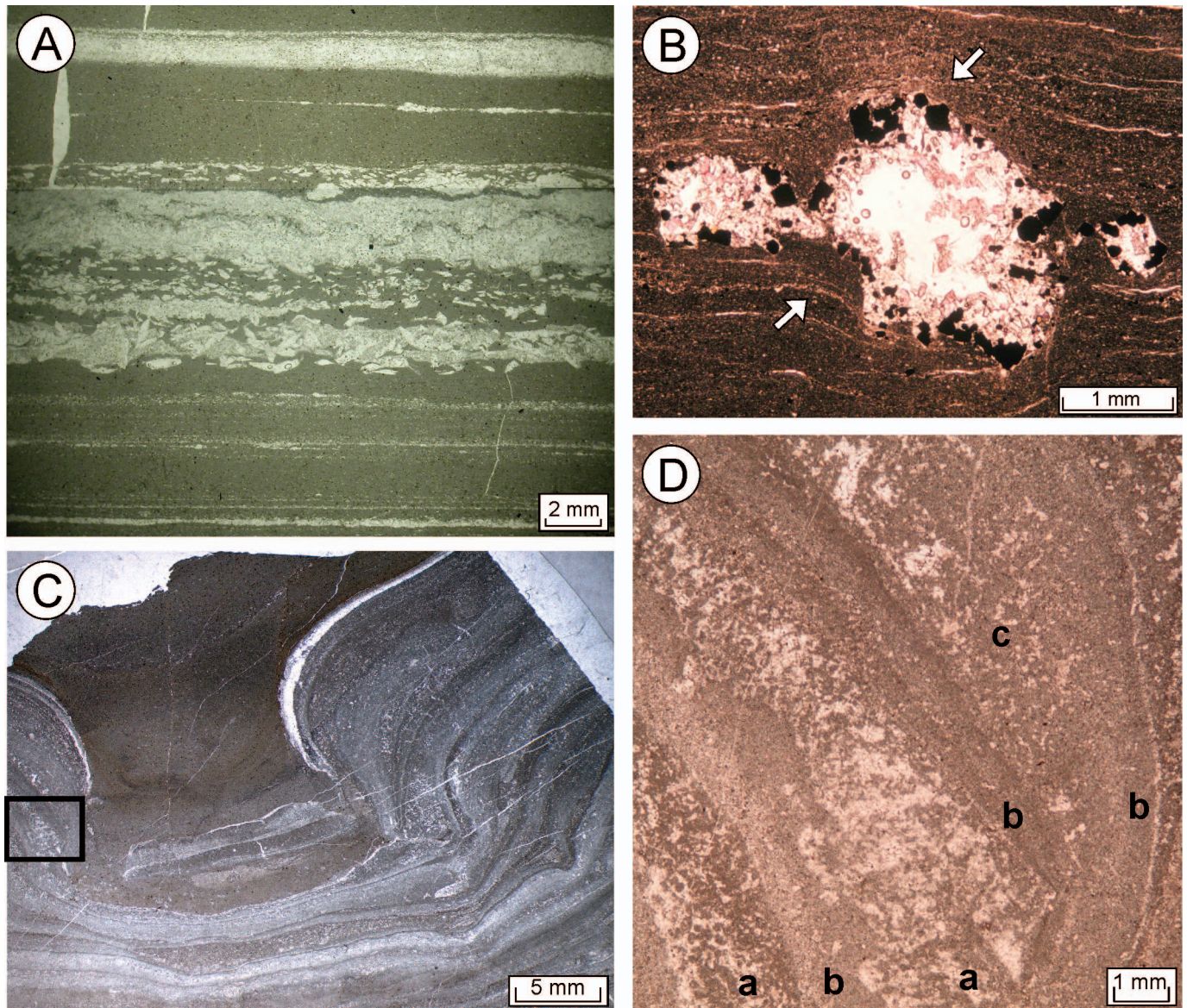


FIG. 5.—Photos of parallel-laminated limestone facies. **A)** Thin-section photomicrograph of the alternation of laminae of micrite and pseudomorphs after gypsum. **B)** Thin-section photomicrograph of calcite and quartz pseudomorphs after lenticular gypsum nodules. Note the displacement in the matrix around the nodules (white arrows). The black crystals are pyrite cubes. Thin section was stained with alizarin red. **C)** Thin-section photomicrograph of stromatolitic laminae displaying domed shapes and alternating microfabrics. The rectangle marks the area shown in Part D. **D)** Microscopic detail of stromatolitic laminae displaying (a) clotted-peloidal, (b) dense micritic, and (c) fenestral microfabrics. Thin-section photomicrograph.

The sedimentary features observed in parallel-laminated limestone can be explained as the result of deposition in a body of water with alternating flooding and evaporative intervals, as described in several saline environments such as perennial saline lakes, saline pans, and coastal salinas (Lowenstein and Hardie 1985; Smoot and Lowenstein 1991; Schubel and Lowenstein 1997; Makhlof and Aziz El-Hadad 2006; Gibert et al. 2007). The alternation of flooding and evaporation caused salinity fluctuations, which led to an alternating deposition of mudstone and precipitation of evaporitic layers under calm conditions without action of currents or agitation. During lower-salinity periods, such as after water discharge, carbonate mud with micropeloidal textures, peloids, and stromatolites accumulated. These textures suggest that, at least in some levels, the precipitation of carbonate mud was mediated by microbial activity, such as in-place mineralization via organic matrices or

carbonate precipitation induced by metabolic processes that shift the solubility equilibrium (cf. Reitner 1993; Riding 2000; Pomar and Hallock 2008; Flügel 2010). As the water evaporated, the sulfate saturation increased and lenticular gypsum crystals grew displacively within the mud, in the upper part of the sedimentary column, or at the sediment–water interface, as evidenced by the deformation of the surrounding matrix. Lenticular gypsum thus is interpreted as a syndepositional diagenetic phase that was formed while the sediment was still soft. Equivalent displacive evaporites are characteristic of sabkhas, saline mudflats, or perennial saline lakes (e.g., Hardie et al. 1978; Smoot and Lowenstein 1991; Demicco and Hardie 1994; Warren 2006; Ortí 2010b; and references therein). The development of intrasediment gypsum, and absence of cumulates or selenites, may be related to the salinity range. Studies of salt works of the Mediterranean coast show that fine laminae

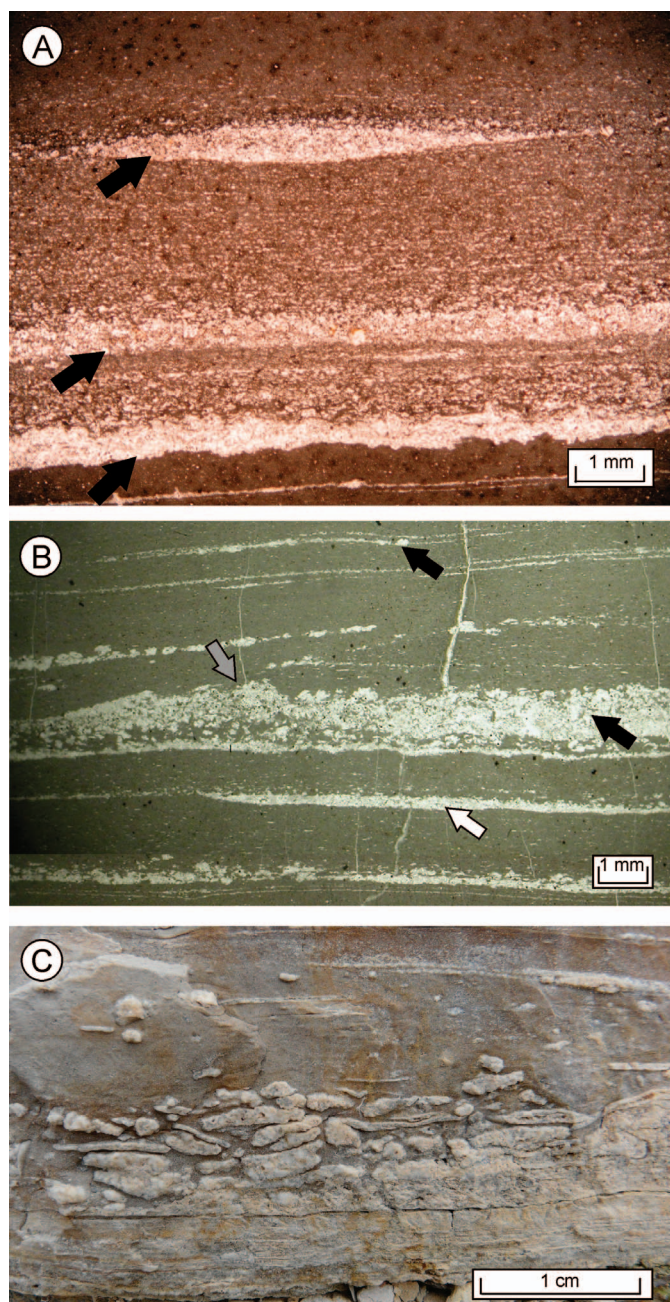


FIG. 6.—Graded-laminated limestone facies. **A**) Thin-section photomicrograph of three laminae of graded-laminated limestone with erosional bases (signaled by arrows). **B**) Alternation of graded-laminated limestone (white arrow) and parallel-laminated limestone facies (black arrows). Note the erosional base of the lamina marked with a gray arrow. Thin-section photomicrograph. **C**) Intraclasts at the base of a layer. Intraclasts are made up of reworked laminae consisting largely of pseudomorphs after gypsum.

of gypsum crystals precipitate within laminated microbial mats at a salinity close to 140 g l^{-1} , whereas gypsum cumulates and selenitic crusts require salinities above 140 g l^{-1} and 230 g l^{-1} , respectively (Ortí 2010b, 2011). Based on this analog, water bodies of the Valdeprado Formation probably did not exceed salinities of about 140 g l^{-1} .

Although these observations provide information on salinity fluctuations in the depositional environment, depth-distinctive sedimentary features are not evident in this facies. Nonetheless, considering that

salinity fluctuations accompanied by precipitation of evaporites with different solubilities have been described in extant shallow environments, such as intertidal areas or saline ephemeral lakes (Schreiber et al. 1976; Lowenstein and Hardie 1985), and that stromatolites are commonly an indicator of deposition in the photic zone (e.g., Platt and Wright 1991; Fregenal-Martínez and Meléndez 2010; Gierlowski-Kordesch 2010; and references therein), the hypothesis of shallow depositional depth must be considered. The preservation of laminated carbonates and gypsum indicates minimum reworking and bioturbation, which are possible in shallow environments under certain conditions. Well-developed saline stratification (Kendall 1992) and elevated water density and viscosity can damp wave and current motion at shallow depths, and high rates of accumulation can also prevent long periods of reworking. The lack of burrowing in a shallow setting may be the result of high and fluctuating salinities, impeding the presence of burrowing organisms (Gierlowski-Kordesch and Rust 1994; Renaut and Gierlowski-Kordesch 2010), plus a high rate of accumulation of organic matter, which possibly created anoxic conditions in the sediments (Buscalioni and Fregenal-Martínez 2010).

The similarity between the parallel-laminated limestone facies (Facies 1) and the fragments of the carbonate breccias of the Valdeprado Formation (Facies 4), which consist of fragments of carbonate mudstone with pseudomorphs after sulfates, suggests that, prior to brecciation, the brecciated layers consisted of parallel-laminated limestones. In fact, alternation of laminae of mudstone and pseudomorphs after gypsum is observed in areas where the original lamination is still preserved in the brecciated layers (Fig. 9B). Although carbonate breccias may form as the result of deposition of eroded carbonate material and, consequently, give information about the depositional environment, several features suggest that the carbonate breccias of the Valdeprado Formation are not sedimentary, but the result of structural deformation while at burial depths. At burial depths, limestones and sulfates (the two lithologies that originally made up these layers) have very different rheological behaviors: brittle and ductile, respectively (Müller and Briegel 1978; Schreiber and Helman 2005). As a consequence, sulfate laminae in the Valdeprado Formation flowed during tectonic deformation and interbedded carbonate laminae, which were brittle, were broken and rotated, as described in other ancient sulfate-carbonate formations (Helman and Schreiber 1985; Lugli 2001). The final result of this process was the formation of a breccia made up of angular carbonate fragments floating within a sulfate groundmass. Depending on factors such as the amount of sulfate or differential stress applied, different degrees of brecciation affected the alternation of carbonate and sulfate laminae in the Valdeprado Formation, from undisrupted layers (parallel-laminated limestone facies) to slightly disrupted (carbonate breccias where the original lamination is distinguishable) and totally disrupted layers (chaotic carbonate breccias). The association of breccias with tectonic structures such as folds or fractures is also consistent with this interpretation (Fig. 9B). During diagenesis, the sulfate matrix of these breccias was replaced by pseudosparitic calcite, as occurred with all the sulfates in the Valdeprado Formation.

The graded-laminated limestone (Facies 2), the other most abundant facies in the succession, is not a depth-defining facies *per se* either. Similar facies have been observed in deep lakes as the result of turbidity underflows triggered by gravity instability or sediment-laden fluvial discharge entering lower-density water (Ludlam 1974; Lambert and Hsü 1979; Mingram 1998; Freytet and Verrecchia 2002; Corella et al. 2011a, 2011b). However, graded-laminated limestones have also been described in playa lakes and shallow saline lakes (Eugster and Hardie 1975; Hardie et al. 1978; Smoot 1983; Paik and Kim 2006) and continental wetlands (Buscalioni and Fregenal-Martínez 2010), as the result of sediment-charged water currents followed by deposition of mudstone when calm conditions are recovered. In shallow water bodies, sediment resuspension

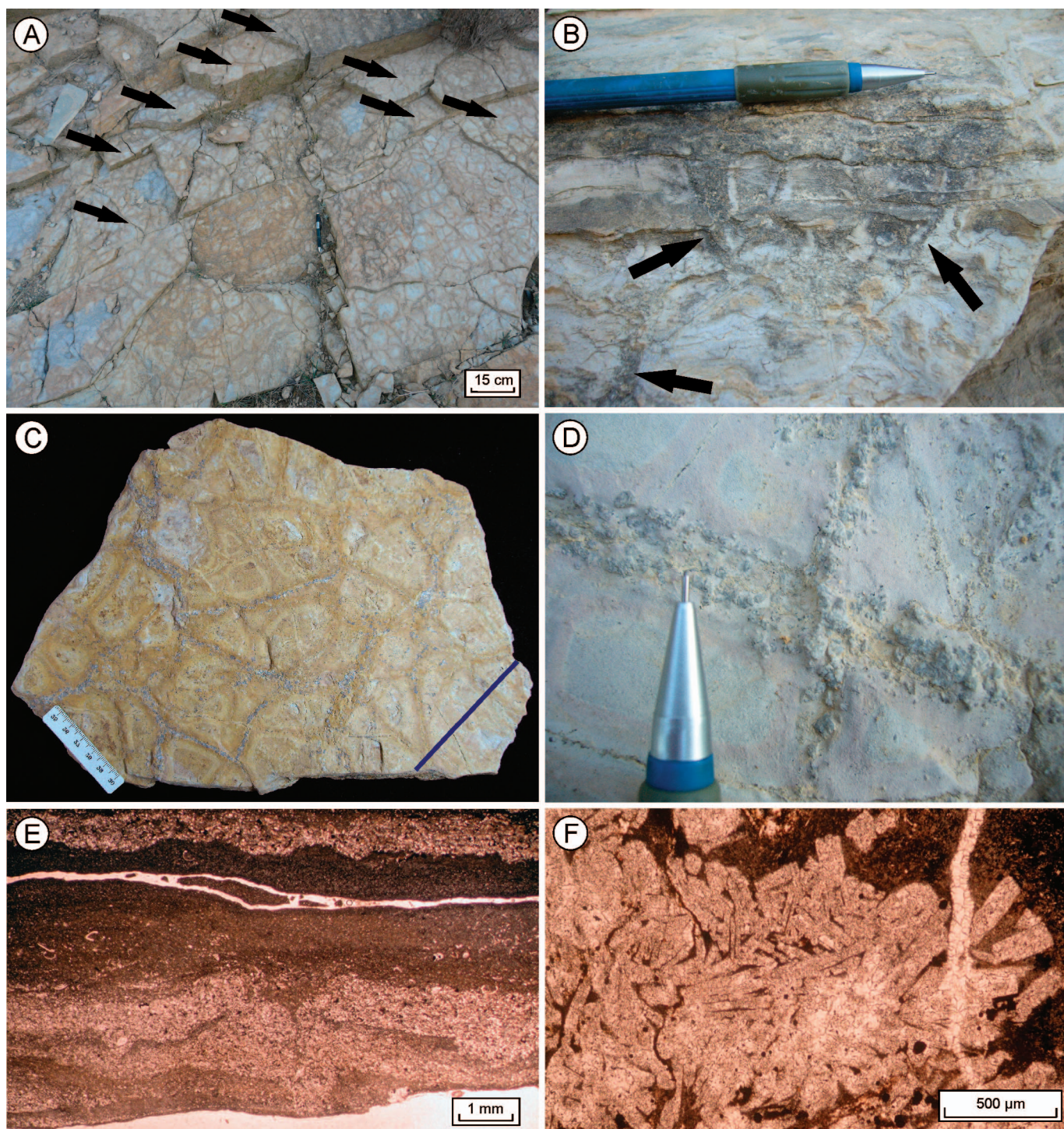


FIG. 7.—Graded-laminated limestone with mudcracks. **A)** Tops of several laminae with polygonal mudcracks. Note that the mudcracks are present in several successive laminae (arrows). **B)** Desiccation mudcracks taper downwards, developing v-shape profiles. Note that they are present in successive laminae separated stratigraphically by only few centimeters. **C)** Desiccation mudcracks at the top of a lamina. The blue line indicates the position where the thin section shown in Part E was performed. **D)** Pseudomorphs after anhydrite associated with mudcracks. **E)** Microscopic detail of a downward-tapering desiccation crack filled with material from above. Note the upward curling of the cracked beds. Thin-section photomicrograph. **F)** Thin-section photomicrograph of calcite pseudomorphs after anhydrite within the mudcracks.

is a common process that produces graded laminae, in that it includes erosion of fine-grained sediments from the bottom (top uncompacted material is easily resuspended), distribution of this material by currents, and settling when calm conditions are recovered (Bengtsson and

Hellström 1992; Jin and Sun 2007). It may be caused by wind-induced water currents, wave action, and/or seiches (Bengtsson and Hellström 1992; Shteinman et al. 1997; Jin and Sun 2007; Renaut and Gierlowski-Kordesch 2010; Kelderman et al. 2012), and also by storm events (Evans

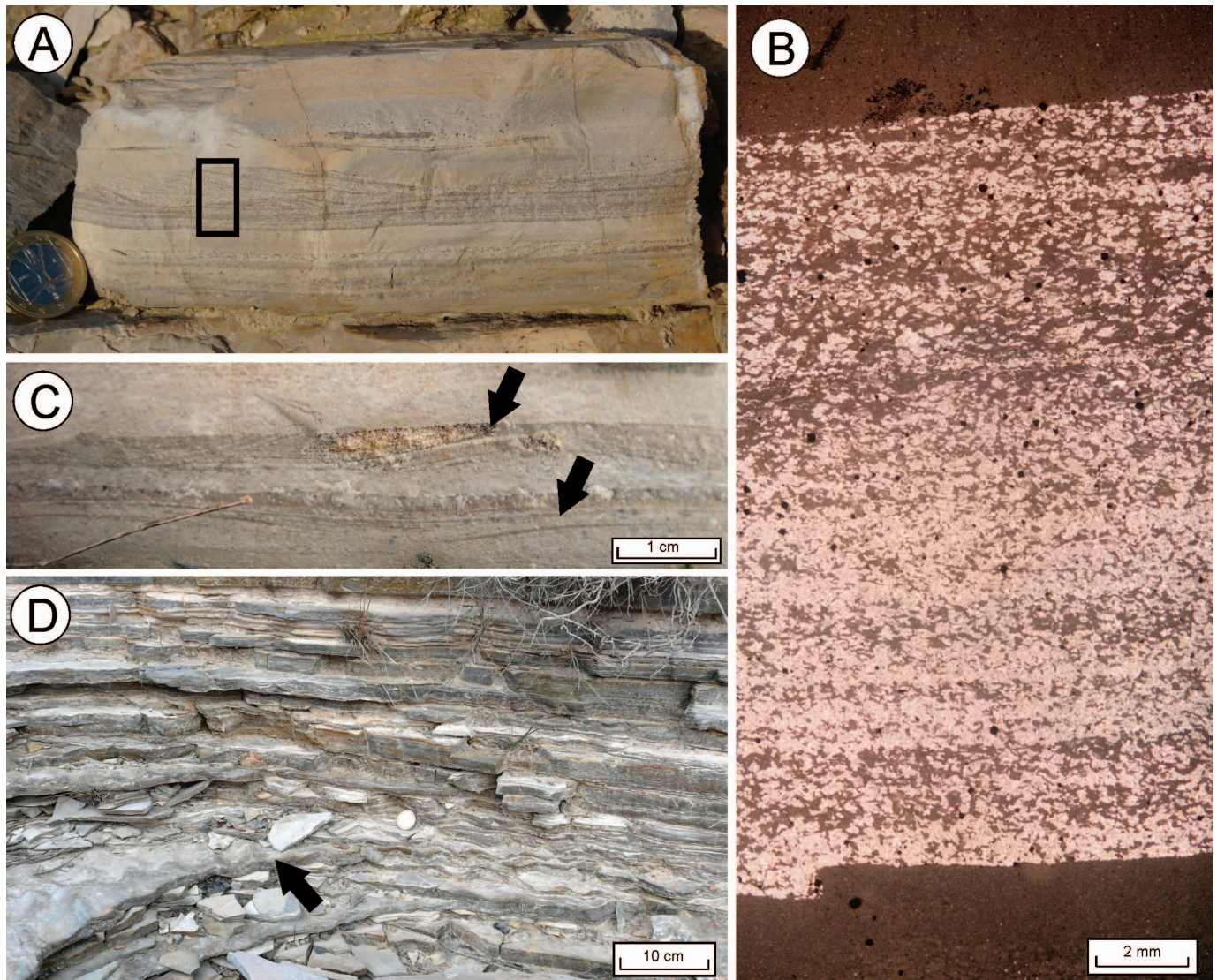


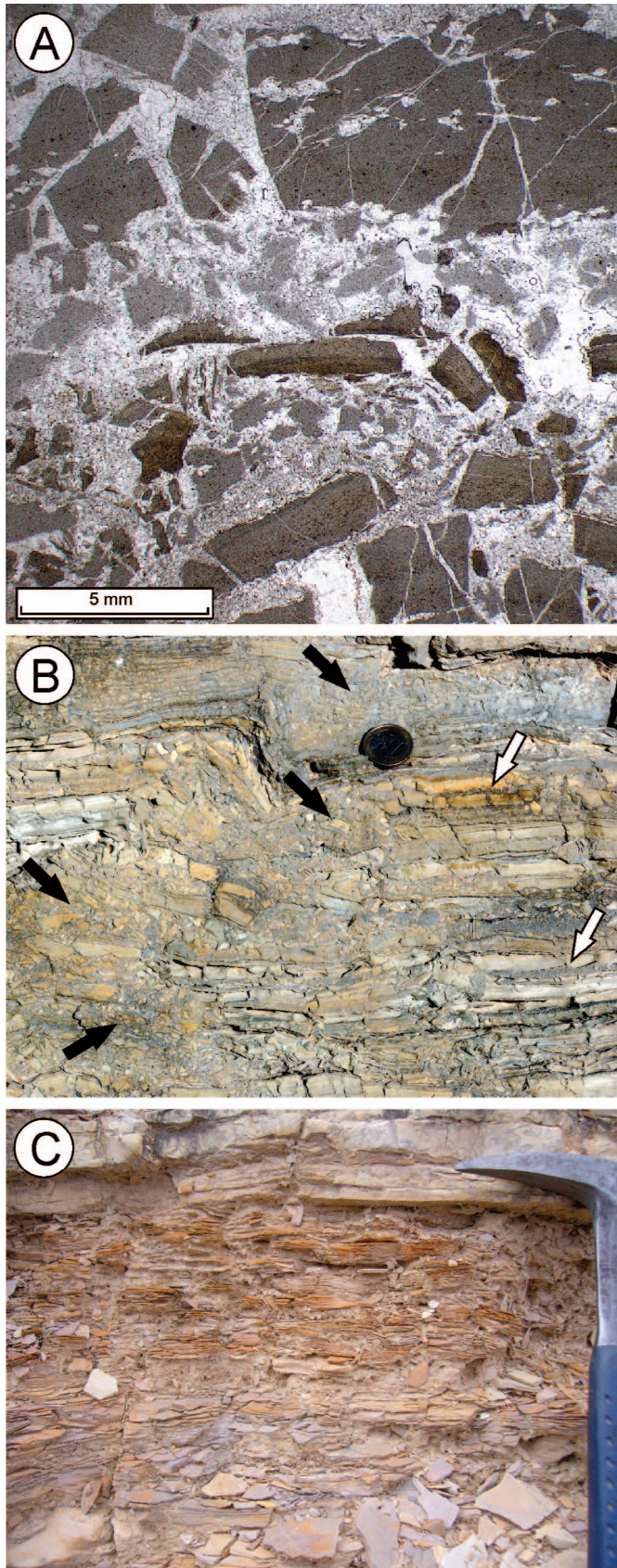
FIG. 8.—Cross-laminated arenite facies. **A)** Current ripples in arenites. The rectangle marks the area shown in Part B. **B)** Thin-section photomicrograph of the current-ripple cross-laminated arenite. The rock includes peloids and lenticular sparitic grains, interpreted as pseudomorphs after detrital gypsum grains. **C)** Wave ripples in arenites (arrows). **D)** Wave-ripple cross-laminated arenite (black arrow) interbedded with parallel-laminated limestone and graded-laminated limestone.

1994), and occurs even in the absence of runoff discharges (Chao et al. 2008).

Graded-laminated limestones (Facies 2) of the Valdeprado Fm contain fine-grained detrital gypsum, ostracodes, quartz, mica, and carbonate mud. These components are the same as those observed in the facies interbedded with the graded laminae (Facies 1, 3, 5, and 6, Fig. 3, Table 1). Thus, graded-laminated limestone could have been formed as a result of resuspension of previously deposited sediment while this was still soft, due to wind-induced currents and waves or storms. Nevertheless, deposition of this resuspended material could have occurred in both deep or shallow areas, because accumulation areas for resuspended particles are not necessarily determined by the water depth, and sediment can accumulate even in areas less than 1 m deep (Lövsedt and Bengtsson 2008).

The presence of mudcracks at the top of some graded laminae of the Valdeprado Formation is very useful for their interpretation in terms of depth. These mudcracks display features indicating that they were formed by desiccation processes. Polygonal patterns, upward curling of the

cracked beds, and v-shapes tapering downward are typical of desiccation mudcracks (Plummer and Gostin 1981; Collinson and Thompson 1982; Demicco and Hardie 1994; Tanner 1998; Weinberger 2001). These features are distinguishable from cracks formed as a result of other mechanisms, such as synaeresis or diastasis cracks. For example, synaeresis cracks show irregular or radiating patterns, and they are parallel-sided, lenticular, or v-shaped and tapering downward or upward when viewed normal to bedding. Moreover, layers cracked by synaeresis processes do not typically exhibit upward curling; rather, they are tabular or biconcave (Plummer and Gostin 1981; Collinson and Thompson 1982; Pratt 1998). On the other hand, diastasis crack patterns include complete polygons, but linear alignment of unconnected cracks and arcuate to curlicue configurations as well (Cowan and James 1992). They can be uniformly open top to bottom, tapered up or tapered down, or dilated only along part of their length. Numerous firm sediment deformation structures, including postdepositional normal faults and slides, are associated with large diastasis cracks (Cowan and James 1992). Finally, the most useful feature for distinguishing desiccation cracks from



diastasis cracks is the infill. In diastasis cracks, infill is introduced from either above, below, and/or laterally, and the infill is not stratified or multigenerational (Cowan and James 1992). The mudcracks of the Valdeprado Formation display stratified infills made up of silty carbonate and thin laminae of ostracode wackestone deposited from above, which are characteristic of desiccation cracks (Collinson and Thompson 1982; Demicco and Hardie 1994). Although similar infills may occur in syneresis cracks, material derived from below is also typical (Plummer and Gostin 1981; Pratt 1998). Moreover, the presence of evaporites within the cracks is a common feature in subaerial cracks (Hardie et al. 1978; Renaut and Long 1989; Paik and Kim 1998).

The rectangular pseudomorphs associated with the mudcracks in this unit are interpreted as originally anhydrite crystals due to their well-developed orthorhombic morphology. We interpret that the precipitation of anhydrite within the cracks occurred as the mud lost moisture and shrinkage cracks were formed. These mudcracks likely were more permeable areas that acted as conduits for sediment pore water flow caused by evaporative pumping (Hsü and Siegenthaler 1969), and anhydrite crystals precipitated within them slightly displacing the matrix around them (Fig. 11). The development of anhydrite instead of gypsum is a consequence of higher temperatures and/or higher salinities of the brine (Hardie 1967; Orti 2010a), which may be achieved more easily at desiccation, and it is also a clue that precipitation occurred above the water table, as seen in modern sabkhas (Warren 1991, 2006; Alsharhan and Kendall 2003). The precipitation of evaporites associated with desiccation cracks has been described in mudflat environments (Hardie et al. 1978), and is equivalent to the halite efflorescences that develop in polygonal cracks of saline pans in response to evaporation of the subsurface brine drawn up the cracks (Lowenstein and Hardie 1985; Pakzad and Kulke 2007). Halite precipitating in polygon cracks of saline pans commonly is removed and dissolved by the next flooding event. Considering the lower solubility of sulfates, however, the anhydrite precipitated in the mudcracks of the Valdeprado Formation may have remained undissolved after the subsequent freshwater inflow.

The fact that in two stratigraphic intervals (Fig. 3) the mudcracks are present in successive laminae (Fig. 7A, B) indicates that desiccation occurred frequently during these intervals, and water depth during sediment deposition was very shallow (around a few decimeters) in order to desiccate completely repeatedly. Although mudcracked layers are scarce in the rest of the succession (Fig. 3), the sedimentary features of all the graded laminae are identical independently of the presence or absence of mudcracks, suggesting that all of the graded laminae, whether showing evidence of desiccation or not, were deposited as a result of the same depositional processes, probably under shallow-water conditions. Thus, the graded-laminated limestone facies was likely deposited in environments less than a few meters deep as a result of sediment resuspension and subsequent deposition. Afterwards, the water slowly evaporated, allowing precipitation of displacive sulfates, and only when the water evaporated completely did desiccation cracks form.

Parallel-laminated limestone and graded-laminated limestone are interbedded sporadically with current-ripple and wave-ripple cross-laminated arenites (Facies 3) made up of intrabasinal particles (detrital

FIG. 9.—A) Thin-section photomicrograph of a carbonate breccia. The fragments are similar to the carbonate mudstone with dispersed pseudomorphs after lenticular gypsum in parallel-laminated limestone facies (Facies 1), and the matrix is composed by pseudosparitic calcite, which replaces the original sulfates. B) Carbonate breccias associated with folds. Note that displacement of fragments varies from complete disruption close to the fold (black arrows) to little displacement a few centimeters away from the fold (white arrows). C) Ochre to purple-colored, fissile shales.

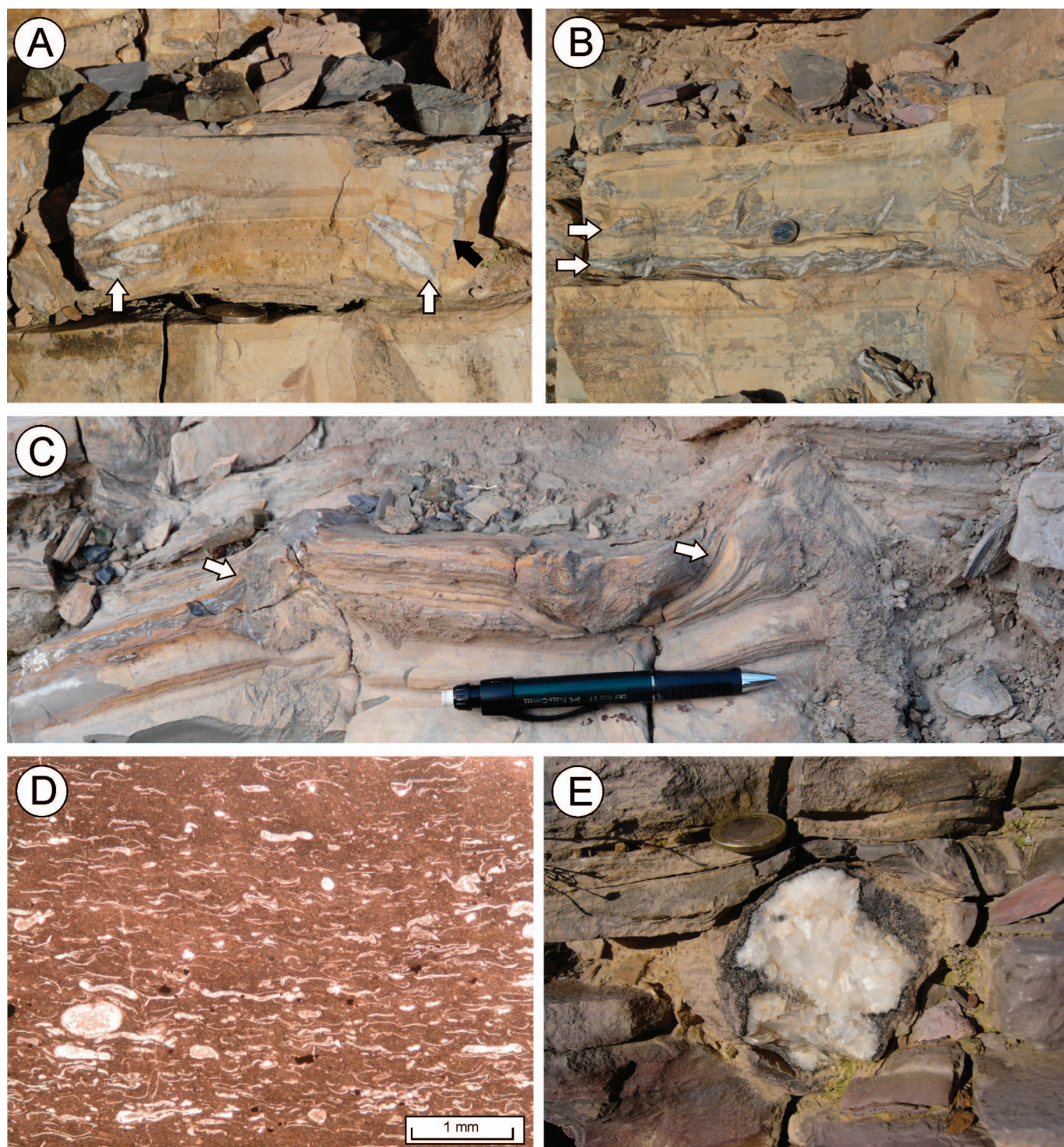


FIG. 10.—A) Outcrop photo of ostracode mudstone to wackestone with vertically aligned centimeter-size pseudomorphs after gypsum (white arrows) associated with mudcracks (black arrow). B) Outcrop photo of ostracode mudstone to wackestone with centimeter-size pseudomorphs after gypsum. The pseudomorphs grew displacively in horizontal levels that coincide with contacts between laminae. C) Tepee structures in ostracode mudstone to wackestone with centimeter-size pseudomorphs after gypsum. D) Thin-section photomicrograph of ostracode wackestone to packstone. E) Anhydrite nodule replaced by calcite, quartz, and dolomite within ostracode and gastropod wackestone to packstone.

gypsum grains replaced by calcite, peloids, and ostracode fragments). The presence of cross-laminated arenites may be another indicator of depth. Although current ripples may form in waters of any depth, in lakes they are more common in shallower areas (Reineck and Singh 1973). Wave

ripples do form mostly in shallow waters (Allen 1982; Nichols 2009), and in lakes they are restricted to water depths of only a few meters under normal conditions, or up to 10–15 m during storms (Allen 1982; Håkanson 2007). Gentle dips of the foreset laminae and small wave

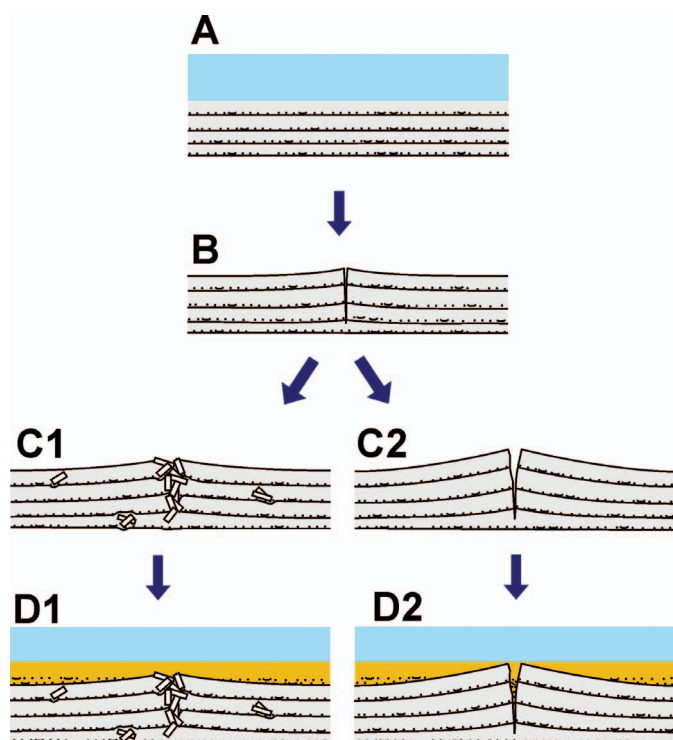


FIG. 11.—Diagram of the development of the two types of desiccation mudcracks observed in the laminated carbonates of the Valdeprado Formation. **A)** Deposition of graded-laminated limestone. **B)** Complete evaporation of the water, loss of moisture within the mud, and beginning of the shrinkage of the mud. **C1)** Precipitation of intrasediment anhydrites within the cracks. **C2)** Continuation of shrinkage process. **D1)** New water input and deposition of a new lamina. **D2)** New water input and deposition of a new lamina. The mudcrack is filled with new material from above, and the infilling is stratified.

ripples, as those observed in the study area, are also indicative of shallow waters (Reineck and Singh 1973). In evaporitic settings, gypsarenite showing cross-lamination is characteristic of shallow environments in the photic zone (Schreiber et al. 1976; Kendall 1992; Warren 2006). Given the preponderance of evidence, the environment in which these sediments were deposited is interpreted to be above the wave-base depth and affected by currents.

In the upper part of the formation (Fig. 3), parallel-laminated limestone and graded-laminated limestone are interbedded with ostracode mudstone to wackestone with centimeter-size pseudomorphs after displacive gypsum (Facies 6). The abundance of mudcracks and tepees in Facies 6 indicates that it was formed in a commonly desiccated, ephemeral environment. Moreover, the large pseudomorphs after displacive lenticular gypsum abundant in this facies resemble examples described from saline mudflats or ephemeral lakes (Smoot and Lowenstein 1991; Rouchy et al. 1993; Gibert et al. 2007). On the basis of these observations and interpretations, this facies is interpreted as deposited in a carbonate mudflat affected by water-level fluctuations. During flooding, the area was covered by water, which allowed carbonate accumulation, and afterwards the area was subaerially exposed due to water evaporation, which allowed the development of displacive gypsum, mudcracks, and tepees. The interlayering of this facies and parallel-laminated and graded-laminated limestones reinforces the hypothesis that these two latter facies were deposited under shallow-water conditions.

Finally, deposition of shale layers (Facies 5), which are interbedded with the rest of the facies throughout the stratigraphic section (Fig. 3), was probably related to siliciclastic discharges coming from the adjacent

western areas of the basin, where siliciclastic sandy-muddy flats developed (Gómez-Fernández and Meléndez 1994; Meléndez and Gómez-Fernández 2000; Quijada et al. 2010).

The uppermost 13 m of the formation (Fig. 3) represents a change in the sedimentary environment, in that the parallel-laminated limestones (Facies 1), graded-laminated limestones (Facies 2), cross-laminated arenites (Facies 3), carbonate breccias (Facies 4), and ostracode mudstone to wackestone with large pseudomorphs after gypsum (Facies 6) are not present. These uppermost 13 m of the formation are made up of ostracode and gastropod wackestone to packstone interbedded with shale. The larger proportion of fossils in this facies (relative to the rest of limestone facies in the formation) and the numerous shale interbeds suggest frequent freshwater input, which could allow more fauna to inhabit these water bodies. The presence of rare calcite, quartz, and dolomite nodules, interpreted as pseudomorphs after anhydrite nodules due to the acicular habits of the original crystals that made up the nodules (Ciarapica et al. 1985; Orti and Rosell 1997), indicates that the saturation in calcium sulfate was sporadically high enough to precipitate displacive anhydrite within the matrix. These rare salinity increases were probably caused by evaporation between successive water discharges.

Depositional geometry and lateral relationships of the laminated carbonates of the Valdeprado Formation give further information about their depositional depth. The fact that laminated carbonate layers are parallel along the outcropping area, and the absence of gravity structures, such as slump structures or slide masses, suggests no marked gradients in the basin (Fig. 4B, C). Moreover, in the western part of the basin (Fig. 4C), the laminated carbonates pass laterally into, and are interbedded with, siliciclastic sediments developed in sandy-muddy flats (displaying ubiquitous desiccation cracks and vertebrate footprints) without any other facies in between. This relationship suggests that these siliciclastic deposits discharged into the shallow water bodies, and depth of deposition did not vary more than a few meters from the siliciclastic area to the carbonate-sulfate environment, which in turn was intermittently desiccated as well. All of these features, plus the fact that the same carbonate laminated facies were developed along the 40-km-long outcropping area, and that they display desiccation mudcracks tens of kilometers away from the siliciclastic deposits, suggest sedimentation in broad, shallow, flat-bottomed environments.

In light of all these considerations, the laminated carbonates of the Valdeprado Formation are interpreted as deposited in shallow, perennial carbonate-sulfate water bodies and their peripheral mudflats, developed in a broad, flat-bottomed basin (Fig. 12). The term shallow perennial lakes is used in the sense of Schubel and Lowenstein (1997), who define them as less than 10-m-deep lakes that persist for tens to thousands of years. Sedimentation in these shallow water bodies was strongly controlled by alternation of flooding and evaporation, which caused salinity variations and alternation of deposition of carbonate and sulfate laminae when calm conditions prevailed, as seen in modern and ancient shallow saline lakes (Hardie et al. 1978; Smoot and Lowenstein 1991; Benison and Goldstein 2001). As the water bodies were as much as a few meters deep, currents and waves affected episodically the sediment, and facilitated formation of thin rippled laminae and deposition of graded laminae in response to sediment resuspension, a process that commonly occurs in modern shallow environments (Bengtsson and Hellström 1992; Jin and Sun 2007; Kelderman et al. 2012; Evans 1994; Chao et al. 2008; Lövsedt and Bengtsson 2008). The areas around these water bodies were occupied by carbonate mudflats disrupted by displacive gypsums, desiccation cracks, and tepees, which are comparable to modern and ancient saline mudflats (Bowler 1986; Salvany et al. 1994; Sanz-Montero et al. 2008). Considering the very flat bottom of these settings, decimeter-scale or few-meters-scale drawdown in water level led to exposure of very broad areas and development of mudcracks in the subaerially exposed

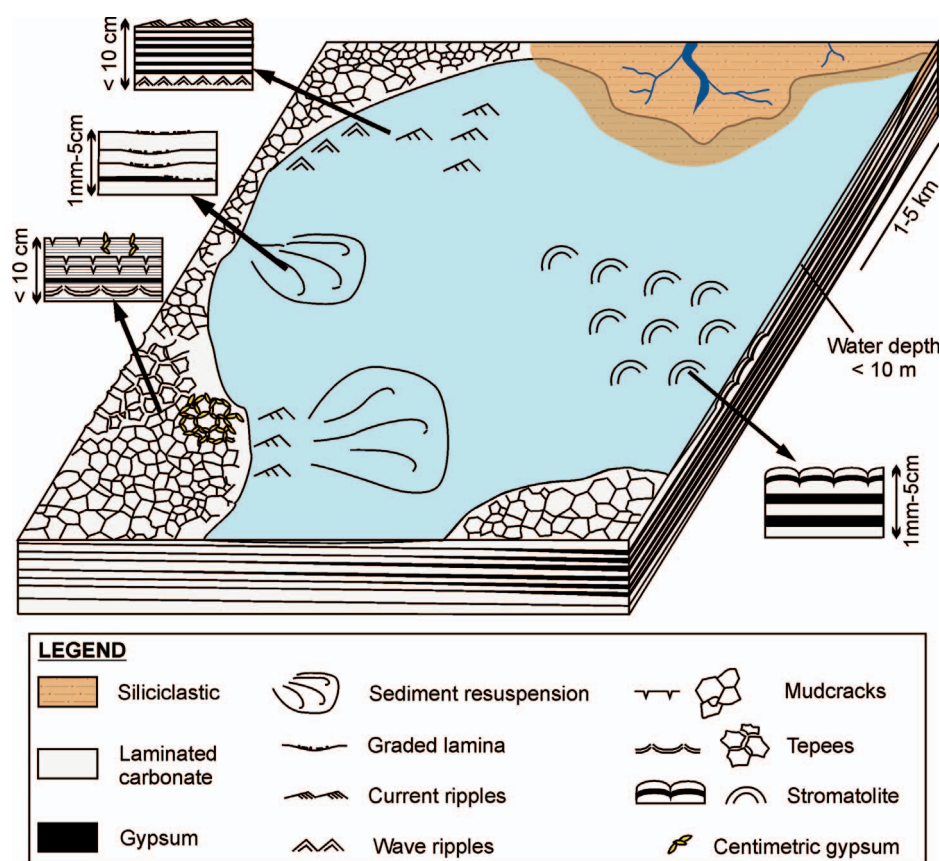


FIG. 12.—Schematic diagram showing depositional framework for the shallow, carbonate-sulfate water bodies developed in the Valdeprado Formation (vertical scale is exaggerated relative to horizontal scale, and the vertical scale of the sediments is exaggerated relative to the water depth in order to represent the lamination). Parallel-laminated limestone can be formed in any area of the water body. Graded-laminated limestone is formed where the bottom is affected by sediment-charged currents caused by sediment resuspension. Current ripples and wave ripples occur in areas where unidirectional currents or waves affect the sediment, respectively. Mudcracks, tepees, and centimeter-size lenticular gypsum develop in desiccated areas. Considering the very flat bottom, decimeter-scale or few-meters-scale changes in the water depth lead to flooding or exposure of very broad areas. Siliciclastic discharges come into the water body from adjacent, siliciclastic, sandy-muddy flats.

sediments, which is not rare in shallow saline lakes (e.g., Smoot and Lowenstein 1991; Schubel and Lowenstein 1997).

The Valdeprado Formation thus provides an example of an ancient deposit dominated by laminations, which is not explained by deposition in a deep anoxic lake bottom unaffected by currents, but it was probably formed under shallow-water conditions. This study shows that the abundance of laminations and the absence of subaerial exposure evidence can lead to a false impression of deposition in deep-water settings. Although the presence of desiccation cracks in some stratigraphic intervals of the Valdeprado Formation is very helpful to demonstrate the shallowness of the water bodies, this example also illustrates that the absence or scarcity of evidence of subaerial exposure cannot be used in isolation to interpret laminated deposits as formed in deep-water lakes.

CONCLUSIONS

The combined analysis of sedimentary features, facies relationships, and depositional geometries of the 900-m-thick laminated carbonate deposits of the Valdeprado Formation indicates that they were deposited in shallow, perennial carbonate-sulfate water bodies and their peripheral mudflats. Moreover, this study shows that lacustrine sedimentary rocks should not be interpreted as formed in deep lakes based solely on the abundance of lamination and the absence or scarcity of evidence of subaerial exposure.

The two most abundant facies in this formation, parallel-laminated limestone and graded-laminated limestone, were deposited as the result of salinity fluctuations driven by alternating flooding and evaporation, and sediment resuspension processes, respectively. These facies can be formed in both shallow and deep water bodies, and as a consequence, additional criteria are necessary to interpret their depth of deposition. The applied criteria for interpreting the Valdeprado Formation, and potentially useful for other successions in the geological record, are: 1) presence of

desiccation mudcracks, which are scarce in most of the stratigraphic section except in two stratigraphic intervals that contain up to 25 mudcracked laminae per meter of deposit. The absence or scarcity of desiccation mudcracks should be carefully evaluated, and not directly interpreted as a proof of deposition in a deep lake; 2) association of parallel-laminated limestone and graded-laminated limestone with cross-laminated arenites; 3) interbedding of parallel-laminated limestone and graded-laminated limestone with limestone displaying centimeter-size pseudomorphs after gypsum, tepees, and desiccation cracks; 4) depositional geometries showing continuous, parallel beds and no marked gradients along kilometers; 5) presence of the same laminated carbonate facies along tens of kilometers, and direct interbedding and lateral change with siliciclastic sandy-muddy flat deposits.

ACKNOWLEDGMENTS

This work was funded by the Spanish Department of Research, Development and Innovation projects CGL2008-01648/BTE and CGL2011-22709, the "Sedimentary Basin Analysis" Research Group of the Complutense University of Madrid-Madrid Community, and a Spanish Department of Education FPU scholarship. The authors would like to thank K. Benison, B.C. Schreiber, S. Lugli, and G. Rankey for their careful reviews, E. Gierlowski-Kordesch for her comments on an earlier version of the manuscript, and F. Ortí for helpful scientific discussion in the field and in the laboratory. We also thank the staff of the Department of Stratigraphy of the Complutense University of Madrid for their technical support.

REFERENCES

- ALLEN, J.R.L., 1982, *Sedimentary Structures; Their Character and Physical Basis*, vol. 1: Amsterdam, Elsevier, 593 p.
- ALSHARHAN, A.S., AND KENDALL, C.G.St.C., 2003, Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian gulf and their ancient analogues: *Earth-Science Reviews*, v. 61, p. 191–243.

- ANDERSON, R.Y., AND DEAN, W.E., 1988, Lacustrine varve formation through time: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 62, p. 215–235.
- ANDREWS, S.D., TREWIN, N.H., HARTLEY, A.J., AND WEEDON, G.P., 2010, Solar variance recorded in lacustrine deposits from the Devonian and Proterozoic of Scotland: *Geological Society of London, Journal*, v. 167, p. 847–856.
- ARRIBAS, J., ALONSO, A., MAS, R., TORTOSA, A., RODAS, M., BARRENECHEA, J.F., ALONSO-AZCÁRATE, J., AND ARTIGAS, R., 2003, Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain): *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 309–327.
- BENGTTSSON, L., AND HELLSTRÖM, T., 1992, Wind-induced resuspension in a small shallow lake: *Hydrobiologia*, v. 241, p. 163–172.
- BENISON, K.C., AND GOLDSTEIN, R.H., 2001, Evaporites and siliciclastics of the Permian Nippewalla Group of Kansas, U.S.A.: a case for non-marine deposition in saline lakes and saline pans: *Sedimentology*, v. 48, p. 165–188.
- BOWLER, J.M., 1986, Spatial variability and hydrologic evolution of Australian lake basins: analogue for Pleistocene hydrologic change and evaporite formation: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 54, p. 21–41.
- BUSCALIONI, A.D., AND FREGENAL-MARTÍNEZ, M.A., 2010, A holistic approach to the palaeoecology of Las Hoyas *Konservat-Lagerstätte* (La Huérguina Formation, Lower Cretaceous, Iberian Ranges, Spain): *Journal of Iberian Geology*, v. 36, p. 297–326.
- CHAO, X., JIA, Y., SHIELDS, F.D., JR., WANG, S.S.Y., AND COOPER, C.M., 2008, Three-dimensional numerical modeling of cohesive sediment transport and wind wave impact in a shallow oxbow lake: *Advances in Water Resources*, v. 31, p. 1004–1014.
- CIARAPICA, G.L., PASSERI, L., AND SCHREIBER, B.C., 1985, Una proposta di classificazione delle evaporiti solfatiche: *Geologica Romana*, v. 24, p. 219–232.
- COLLINSON, J.D., AND THOMPSON, D.B., 1982, *Sedimentary Structures*: London, George Allen & Unwin, 194 p.
- CORELLA, J.P., EL AMRANI, A., SIGRÓ, J., MORELLÓN, M., RICO, E., AND VALERO-GARCÉS, B.L., 2011a, Recent evolution of Lake Arreo, northern Spain: influences of land use change and climate: *Journal of Paleolimnology*, v. 46, p. 469–485.
- CORELLA, J.P., MORENO, A., MORELLÓN, M., RULL, V., GIRALT, S., RICO, M.T., PÉREZ-SANZ, A., AND VALERO-GARCÉS, B.L., 2011b, Climate and human impact on a meromictic lake during the last 6,000 years (Montcortés Lake, Central Pyrenees, Spain): *Journal of Paleolimnology*, v. 46, p. 351–367.
- COWAN, C.A., AND JAMES, N.P., 1992, Diastasis cracks: mechanically generated synaeresis-like cracks in Upper Cambrian shallow water oolite and ribbon carbonates: *Sedimentology*, v. 39, p. 1101–1118.
- DEMICO, R.V., AND HARDIE, L.A., 1994, *Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits*: SEPM, Atlas Series, 265 p.
- DICKSON, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36, p. 491–505.
- EUGSTER, H.P., AND HARDIE, L.A., 1975, Sedimentation in an ancient playa-lake complex: The Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 86, p. 319–334.
- EVANS, R.D., 1994, Empirical evidence of the importance of sediment resuspension in lakes: *Hydrobiologia*, v. 284, p. 5–12.
- FINKELSTEIN, D.B., HAY, R.L., AND ALTANER, S.P., 1999, Origin and diagenesis of lacustrine sediments, upper Oligocene Creed Formation, southwestern Colorado: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 111, p. 1175–1191.
- FLÜGEL, E., 2010, *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*: Heidelberg, Springer, 984 p.
- FRASER, N.C., GRIMALDI, D.A., OLSEN, P.E., AND AXSMITH, B., 1996, A Triassic Lagerstätte from eastern North America: *Nature*, v. 380, p. 615–619.
- FREGENAL-MARTÍNEZ, M.A., AND MELÉNDEZ, N., 2010, Lagos y sistemas lacustres, in Arche, A., ed., *Sedimentología. Del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria*: Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, p. 299–395.
- FREYET, P., AND VERRECCHIA, E.P., 2002, Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview: *Journal of Paleolimnology*, v. 27, p. 221–237.
- GIBERT, L., ORTÍ, F., AND ROSELL, L., 2007, Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain): *Sedimentary Geology*, v. 200, p. 89–116.
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H., 2010, Lacustrine carbonates, in Alonso-Zarza, A.M., and Tanner, L.H., eds., *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*: Amsterdam, Elsevier, p. 1–101.
- GIERLOWSKI-KORDESCH, E., AND RUST, B., 1994, The Jurassic East Berlin Formation, Hartford Basin, Newark Supergroup (Connecticut and Massachusetts): a saline lake-playa-alluvial plain system, in Renant, R.W., and Last, W.M., eds., *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes*: SEPM, Special Publication 50, p. 250–265.
- GLENN, C.R., AND KELTS, K., 1991, Sedimentary rhythms in lake deposits, in Einsele, G., Ricken, W., and Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*: New York, Springer-Verlag, p. 188–221.
- GÓMEZ-FERNÁNDEZ, J.C., AND MELÉNDEZ, N., 1994, Estratigrafía de la “Cuenca de Cameros” (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico: *Sociedad Geológica de España, Revista*, v. 7, p. 121–139.
- GRABAU, A.W., 1904, On the classification of sedimentary rocks: *The American Geologist*, v. 33, p. 228–247.
- GRABAU, A.W., 1913, *Principles of Stratigraphy*: New York, A.G. Seiler and Company, 1185 p.
- GUIMERA, J., ALONSO, A., AND MAS, J.R., 1995, Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros Basin (N Spain), in Buchanan, J.G., and Buchanan, P.G., eds., *Basin Inversion*: Geological Society of London, Special Publication 88, p. 433–453.
- GUIRAUD, M., AND SEGURET, M., 1985, A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic–Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain), in Biddle, K.T., and Christie-Blick, N., eds., *Strike Slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation*: SEPM, Special Publication 37, p. 159–175.
- HAKALA, A., 2004, Meromixis as a part of lake evolution—observations and a revised classification of true meromictic lakes in Finland: *Boreal Environment Research*, v. 9, p. 37–53.
- HAKANSON, L., 2007, Lake environments, in Perry, C., and Taylor, K., eds., *Environmental Sedimentology*: Malden, Massachusetts, Blackwell Publishing, p. 109–143.
- HARDIE, L.A., 1967, The gypsum–anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure: *The American Mineralogist*, v. 52, p. 171–200.
- HARDIE, L.A., SMOOT, J.P., AND EUGSTER, H.P., 1978, Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach, in Matter, A., and Tucker, M.E., eds., *Modern and Ancient Lake Sediments*: International Association of Sedimentologists, Special Publication 2, p. 7–41.
- HELMAN, M.L., AND SCHREIBER, B.C., 1985, Permian evaporite deposits of the Italian Alps (Dolomites): the development of unusual and significant fabrics, in Schreiber, B.C., and Harner, L., eds., *Sixth International Symposium on Salt (1983) v. 1*: Alexandria, Virginia, Salt Institute, p. 57–66.
- HERNÁNDEZ, N., PASCUAL, C., LATORRE, P., AND SANZ, E., 2005–2006, Contribución de los yacimientos de icnitas sorianos al registro general de Cameros: *Zubia*, v. 23–24, p. 79–120.
- Hsu, K.J., AND SIEGENTHALER, C., 1969, Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem: *Sedimentology*, v. 12, p. 11–25.
- JIN, K.-R., AND SUN, D., 2007, Sediment resuspension and hydrodynamics in Lake Okeechobee during the late summer: *Journal of Engineering Mechanics*, v. 133, p. 899–910.
- KELDERMAN, P., ANGWEYA, R.O., DE ROZARI, P., AND VIJVERBERG, T., 2012, Sediment characteristics and wind-induced sediment dynamics in shallow Lake Markermeer, the Netherlands: *Aquatic Sciences*, v. 74, p. 301–313.
- KELTS, K.R., AND HSÜ, K.J., 1978, Freshwater carbonate sedimentation, in Lerman, A., ed., *Lakes: Geology, Chemistry, Physics*: New York, Springer-Verlag, p. 295–323.
- KEMP, A.E.S., 1996, Laminated sediments as palaeo-indicators, in Kemp, A.E.S., ed., *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments*: Geological Society of London, Special Publication 88, p. vii–xii.
- KENDALL, A.C., 1992, Evaporites, in Walker, R.G., and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*: St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada, p. 375–409.
- KROES, H.W., 1986, Restoration of shallow lake ecosystems, with emphasis on Loosdrecht lakes: *Hydrobiological Bulletin*, v. 20, p. 5–7.
- LAMBERT, A., AND HSÜ, K.J., 1979, Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland: *Sedimentology*, v. 26, p. 453–461.
- LAST, W.M., AND VANCE, R.E., 1997, Bedding characteristics of Holocene sediments from salt lakes of the northern Great Plains, Western Canada: *Journal of Paleolimnology*, v. 17, p. 297–318.
- LIUTKUS, C.M., BEARD, J.S., FRASES, N.C., AND RAGLAND, P.C., 2010, Use of fine-scale stratigraphy and chemostratigraphy to evaluate conditions of deposition and preservation of a Triassic Lagerstätte, south-central Virginia: *Journal of Paleolimnology*, v. 44, p. 645–666.
- LÖVSTEDT, C.B., AND BENGTTSSON, L., 2008, The role of non-prevailing wind direction on resuspension and redistribution of sediments in a shallow lake: *Aquatic Sciences*, v. 70, p. 304–313.
- LOWENSTEIN, T.K., AND HARDIE, L.A., 1985, Criteria for the recognition of salt-pan evaporites: *Sedimentology*, v. 32, p. 627–644.
- LUDLAM, S.D., 1974, *Fayetteville Green Lake*, New York. 6. The role of turbidity currents in lake sedimentation: *Limnology and Oceanography*, v. 19, p. 656–664.
- LUGLI, S., 2001, Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia valley (Upper Triassic, Northern Apennines), clues from gypsum–anhydrite transitions and carbonate metasomatism: *Sedimentary Geology*, v. 140, p. 107–122.
- MAGEE, J.W., 1991, Late Quaternary lacustrine, groundwater, aeolian and pedogenic gypsum in the Prungle Lakes, southeastern Australia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 84, p. 3–42.
- MAKHLLOUF, I.M., AND AZIZ EL-HADAD, A., 2006, Depositional environments and facies of the Late Triassic Abu Ruweis Formation, Jordan: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 28, p. 372–384.
- MARTÍN-CLOSAS, C., 1989, Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del bloc de l'Ebre [unpublished Ph.D. Thesis]: University of Barcelona, Spain, 581 p.
- MAS, J.R., ALONSO, A., AND GUIMERA, J., 1993, Evolución tectono-sedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica–eocretácica de Los Cameros (La Rioja–Soria): *Sociedad Geológica de España, Revista*, v. 6, p. 129–144.
- MAS, R., BENITO, M.I., ARRIBAS, J., SERRANO, A., GUIMERA, J., ALONSO, A., AND ALONSO-AZCÁRATE, J., 2002, La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica–eocretácica a la inversión terciaria—implicaciones en la exploración de hidrocarburos: *Zubia*, v. 14, p. 9–64.
- MAS, R., GARCÍA, A., SALAS, R., MELÉNDEZ, A., ALONSO, A., AURELL, M., BADENAS, B., BENITO, M.I., CARENAS, B., GARCÍA-HIDALGO, J.F., GIL, J., AND SEGURA, M., 2004, Segunda fase de rifting: Jurásico Superior–Cretácico Inferior, in Vera, J.A., ed., *Geología de España: Madrid, Sociedad Geológica de España, Instituto Geológico y Minero de España*, p. 503–510.

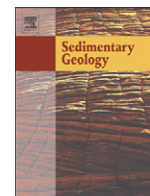
- MELÉNDEZ, N., AND GÓMEZ-FERNÁNDEZ, J.C., 2000, Continental deposits of the eastern Cameros Basin (northern Spain) during Tithonian–Berriasian time, in Gierlowski-Kordesch, E., and Kelts, K.R., eds., *Lake Basins through Space and Time: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology* 46, p. 263–278.
- MINGRAM, J., 1998, Laminated Eocene maar-lake sediments from Eckfeld (Eifel region, Germany) and their short-term periodicities: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 140, p. 289–305.
- MITCHELL, R.W., 1985, Comparative sedimentology of shelf carbonates of the Middle Ordovician St. Paul Group, Central Appalachians: *Sedimentary Geology*, v. 43, p. 1–41.
- MORATALLA, J.J., AND HERNÁN, J., 2010, Probable palaeogeographic influences of the Lower Cretaceous Iberian rifting phase in the Eastern Cameros Basin (Spain) on dinosaur trackway orientations: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 295, p. 116–130.
- MÜLLER, W.H., AND BRIEGEL, U., 1978, The rheological behaviour of polycrystalline anhydrite: *Eclage Geologicae Helvetiae*, v. 71, p. 397–407.
- NICHOLS, G., 2009, *Sedimentology and Stratigraphy*: Oxford, U.K., Wiley-Blackwell, 419 p.
- OLSEN, P.E., 1986, A 40-million year lake record of early Mesozoic orbital climatic forcing: *Science*, v. 234, p. 842–848.
- ORTÍ, F., 2010a, Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica, in Arche, A., ed., *Sedimentología. Del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria*: Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, p. 675–769.
- ORTÍ, F., 2010b, Evaporitas: formaciones marinas y continentales. Algunos ejemplos, in Arche, A., ed., *Sedimentología. Del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria*: Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, p. 771–838.
- ORTÍ, F., 2011, Selenite facies in marine evaporites: a review, in Kendall, C.G.St.C., and Alsharhan, A.S., eds., *Quaternary carbonate and evaporite sedimentary facies and their ancient analogues*: International Association of Sedimentologists, Special Publication 43, p. 431–464.
- ORTÍ, F., AND ROSELL, L., 1997, Sulfatos evaporíticos de interés petrológico, in Melgarejo, J.C., ed., *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*: Barcelona, Fundació Folch, p. 210–235.
- PAIK, I.S., AND KIM, H.J., 1998, Subaerial lenticular cracks in Cretaceous lacustrine deposits, Korea: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 80–87.
- PAIK, I.S., AND KIM, H.J., 2006, Playa lake and sheetflood deposits of the Upper Cretaceous Jindong Formation, Korea: Occurrences and palaeoenvironments: *Sedimentary Geology*, v. 187, p. 83–103.
- PAKZAD, H.R., AND KULKE, H., 2007, Geomorphological features in the Gavkhoni playa lake, SE Esfahan, Iran: *Carbonates and Evaporites*, v. 22, p. 1–5.
- PIETRAS, J.T., AND CARROLL, A.R., 2006, High-resolution stratigraphy of an underfilled lake basin: Wilkins Peak Member, Eocene Green River Formation, Wyoming, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 1197–1214.
- PLATT, N.H., AND WRIGHT, V.P., 1991, Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects, in Anadón, P., Cabrera, L., and Kelts, K., eds., *Lacustrine Facies Analysis*: International Association of Sedimentologists, Special Publication 13, p. 57–74.
- PLUMMER, P.S., AND GOSTIN, V.A., 1981, Shrinkage cracks: desiccation or syneresis?: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 51, p. 1147–1156.
- POMAR, L., AND HALLOCK, P., 2008, Carbonate factories: a conundrum in sedimentary geology: *Earth-Science Reviews*, v. 87, p. 134–169.
- PRATT, B.R., 1998, Syneresis cracks: subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering: *Sedimentary Geology*, v. 117, p. 1–10.
- QUIJADA, I.E., SUÁREZ-GONZÁLEZ, P., BENITO, M.I., MAS, J.R., AND ALONSO, A., 2010, Un ejemplo de llanura fluvio-deltaica influenciada por las mareas: el yacimiento de icnitas de Serrantes (Grupo Oncala, Berriasense, Cuenca de Cameros, N. de España): *Geogaceta*, v. 49, p. 15–18.
- REINECK, H.E., AND SINGH, I.B., 1973, *Depositional Sedimentary Environments*: Berlin, Springer-Verlag, 439 p.
- REITNER, J., 1993, Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia) formation and concepts: *Facies*, v. 29, p. 3–40.
- RENAUT, R.W., AND GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H., 2010, Lakes, in James, N.P., ed., *Facies Models 4: St. John's, Newfoundland*, Geological Association of Canada, p. 541–575.
- RENAUT, R.W., AND LONG, P.R., 1989, Sedimentology of the saline lakes of the Cariboo Plateau, Interior British Columbia, Canada: *Sedimentary Geology*, v. 64, p. 239–264.
- RIDING, R., 2000, Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial–algal mats and biofilms: *Sedimentology*, v. 47 (Suppl. 1), p. 179–214.
- ROUCHY, J.M., CAMOIN, G., CASANOVA, J., AND DECONINCK, J.F., 1993, The central palaeo-Andean basin of Bolivia (Potosi area) during the Late Cretaceous and early Tertiary: reconstruction of ancient saline lakes using sedimentological, paleoecological and stable isotope records: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 105, p. 179–198.
- SABATO, L., BERTINI, A., MASINI, F., ALBIANELLI, A., NAPOLEONE, G., AND PIERI, P., 2005, The lower and middle Pleistocene geological record of the San Lorenzo lacustrine succession in the Sant'Arcangelo Basin (Southern Apennines, Italy): *Quaternary International*, v. 131, p. 59–69.
- SALOMON, J., 1982, El Cretácico inferior de Cameros–Castilla, in García, A., ed., *El Cretácico de España*: Madrid, Universidad Complutense de Madrid, p. 345–387.
- SALVANY, J.M., MUÑOZ, A., AND PÉREZ, A., 1994, Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the Southwestern margin of the Ebro Basin (lower Miocene), Spain: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 190–203.
- SANZ-MONTERO, M.E., RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P., AND GARCÍA DEL CURA, M.A., 2008, Dolomite–silica stromatolites in Miocene lacustrine deposits from the Duero Basin, Spain: the role of organotemplates in the precipitation of dolomite: *Sedimentology*, v. 55, p. 729–750.
- SCHREIBER, B.C., AND HELMAN, M.L., 2005, Criteria for distinguishing primary evaporite features from deformation features in sulfate evaporites: *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 525–533.
- SCHREIBER, B.C., FRIEDMAN, G.M., DECIMA, A., AND SCHREIBER, E., 1976, Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin: *Sedimentology*, v. 23, p. 729–760.
- SCHUBEL, K.A., AND LOWENSTEIN, T.K., 1997, Criteria for the recognition of shallow-perennial-saline-lake halites based on recent sediments from the Qaidam Basin, western China: *Journal of Sedimentary Research*, v. 67, p. 74–87.
- SCHUDACK, M., AND SCHUDACK, U., 1989, Late Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Ranges (Spain): *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen A*, v. 106, p. 445–457.
- SCHUDACK, U., AND SCHUDACK, M., 2009, Ostracod biostratigraphy in the Lower Cretaceous of the Iberian chain (eastern Spain): *Journal of Iberian Geology*, v. 35, p. 141–168.
- SHTEINMAN, B., ECKERT, W., KAGANOWSKY, S., AND ZOHARY, T., 1997, Seiche-induced resuspension in Lake Kinneret: a fluorescent tracer experiment: *Water, Air and Soil Pollution*, v. 99, p. 123–131.
- SMOOT, J.P., 1983, Depositional subenvironments in an arid closed basin: the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A.: *Sedimentology*, v. 30, p. 801–827.
- SMOOT, J.P., 1991, Sedimentary facies and depositional environments of early Mesozoic Newark Supergroup basins, eastern North America: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 84, p. 369–423.
- SMOOT, J.P., AND LOWENSTEIN, T.K., 1991, Depositional environments of non-marine evaporites, in Melvin, J.L., ed., *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology* 50, p. 189–347.
- TANNER, P.W.G., 1998, Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sand-filled cracks: a case study from late Proterozoic metasediments of Islay, Scotland: *Sedimentology*, v. 45, p. 71–89.
- THOMAS, R.M., MEYBECK, M., AND BEIM, A., 1996, Lakes, in Chapman, D., ed., *Water Quality Assessments: A Guide to Use of Biota, Sediments and Water in Environmental Monitoring*: London, Chapman & Hall, p. 319–368.
- WARREN, J.K., 1991, Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporative settings: sabkhas and salinas, mudflats and salterns: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology*, v. 50, p. 69–187.
- WARREN, J.K., 2006, *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*: Berlin, Springer, 1035 p.
- WEINBERGER, R., 2001, Evolution of polygonal patterns in stratified mud during desiccation: the role of flaw distribution and layer boundaries: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 113, p. 20–31.
- ZHANG, X., AND SHA, J., 2012, Sedimentary laminations in the lacustrine Jianshangou Bed of the Yixian Formation at Sihetun, western Liaoning, China: *Cretaceous Research*, v. 36, p. 96–105.
- ZUFFA, G.G., 1980, Hybrid arenites—their composition and classification: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 50, p. 21–29.

Received 9 June 2012; accepted 3 December 2012.

3.4.7. Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Lugli, S., Mas, R. (2014): From carbonate-sulphate interbeds to carbonate breccias: the role of tectonic deformation and diagenetic processes (Camereros Basin, Lower Cretaceous, N Spain). *Sedimentary Geology* 312, 76-93

En este artículo se presenta un estudio detallado de las brechas carbonáticas presentes en la zona oriental de la cuenca de Cameros (v. apartado 3.4.2.b.1) intercaladas entre láminas alternantes de carbonato y de pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo. La interpretación de estas brechas resulta controvertida puesto que presentan características que podrían interpretarse como el resultado de muy diversos mecanismos de formación. Por un lado, el hecho de que las brechas aparezcan asociadas comúnmente a sedimentos deformados y que los fragmentos que componen las brechas se organicen formando pliegues hizo que algunos autores las interpretaran como el resultado de *slumps* (Salomon, 1982; Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000). Por otro lado, la asociación de estas brechas carbonáticas con depósitos evaporíticos, el aspecto caótico de muchas de ellas y el hecho de que estén compuestas por fragmentos angulares derivados de los carbonatos intercalados con los pseudomorfos de evaporitas podrían hacer pensar que se formaron por procesos de disolución de evaporitas y colapso. De hecho, así las interpretaron algunos autores (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000; Mas *et al.*, 2002a). Sin embargo, en el artículo aquí incluido se demuestra que estos procesos no fueron los que produjeron estas brechas, sino que la brechificación fue causada por la deformación tectónica de dos litologías alternantes (carbonatos y sulfatos) con muy diferentes comportamientos reológicos.

Para poder interpretar las brechas carbonáticas del Grupo Oncala, en este artículo, en primer lugar, se describen a grandes rasgos los depósitos asociados con las brechas destacando las características sedimentológicas y petrográficas más importantes para poder interpretar posteriormente el mecanismo de brechificación. A continuación, se describen detalladamente las brechas carbonáticas incluyendo observaciones a macro- y microescala. Seguidamente, se comparan estos depósitos con los presentes en la zona más oriental de la cuenca (sección de Cervera) formados por la alternancia de capas de carbonato y yeso secundario, ya que su comparación con las brechas resulta muy útil para interpretar el mecanismo de brechificación. Por último, se describen las estructuras de deformación que afectan a estos depósitos. La discusión del artículo se organiza de manera que, en primer lugar, se determina el origen de los fragmentos (fracturación *in situ* de láminas de carbonato) y de la matriz de las brechas (originalmente sulfato cálcico, que posteriormente fue remplazado por cuarzo y calcita). Seguidamente, se comparan las características de las brechas del Grupo Oncala con las brechas de disolución-colapso y con las brechas de *slump*, aunque ninguno de estos dos tipos de brechas explica las características de las brechas estudiadas. Por eso, en el último subapartado de la discusión se propone un mecanismo de formación diferente asociado a la deformación tectónica de láminas alternantes de sulfato, que tiene un comportamiento reológico dúctil y tiende a fluir al aplicársele un esfuerzo, y de carbonato, que debido a su comportamiento frágil tiende a romperse. La comparación de las brechas carbonáticas con los depósitos de carbonato y yeso secundario de la sección de Cervera sirven para corroborar el modelo de brechificación propuesto. Por último, se dan una serie de criterios que pueden ayudar a reconocer brechas similares, que probablemente sean comunes en el registro geológico teniendo en cuenta la abundancia de depósitos formados por alternancias de carbonatos y sulfatos en el registro geológico y la facilidad con la que los sulfatos tienden a fluir cuando se ven sometidos a esfuerzo.



From carbonate–sulphate interbeds to carbonate breccias: The role of tectonic deformation and diagenetic processes (Camereros Basin, Lower Cretaceous, N Spain)



I. Emma Quijada ^{a,b,*}, Pablo Suarez-Gonzalez ^{a,b}, M. Isabel Benito ^{a,b}, Stefano Lugli ^c, Ramón Mas ^{a,b}

^a Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, C/José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain

^b Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), C/José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain

^c Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, largo Sant'Eufemia 19, 41121 Modena, Italy

ARTICLE INFO

Article history:

Received 11 February 2014

Received in revised form 24 June 2014

Accepted 15 July 2014

Available online 7 August 2014

Editor: B. Jones

Keywords:

Carbonate brecciation

Carbonate–sulphate deposits

Tectonic deformation

Tectonically-driven evaporite flow

Lower Cretaceous

Camereros Basin

ABSTRACT

Interpreting the origin of carbonate breccias requires a detailed analysis because they may be the result of a wide variety of processes that produce similar features. This is the case of the Lower Cretaceous carbonate breccias of the Cameros Basin (previously interpreted as slump or collapse breccias), whose origin is interpreted after performing a detailed sedimentary, petrographic and tectonic study.

The studied carbonate breccias consist of angular carbonate mudstone fragments floating in a matrix of calcite and quartz crystals. The breccias are interbedded with, and laterally associated to, alternating layers of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum, which show strong similarities to the breccia fragments and matrix, respectively, suggesting that the brecciated beds were originally composed of identical alternating carbonate mudstone and gypsum layers as the unbrecciated layers. The breccias are associated with frequently polyharmonic deformation structures, which are similarly oriented as the regional tectonic structures, indicating that they are related with the alpine contractional deformation of this area of the Cameros Basin. All these features suggest that the carbonate breccias were formed by tectonic deformation of alternating layers of carbonate mudstone and calcium sulphate, which have very different rheological behaviours. As a result, during tectonic deformation, sulphate flowed and carbonate layers were broken and displaced, producing a breccia of carbonate fragments within a sulphate groundmass. Afterwards, the sulphate groundmass was replaced by quartz and calcite, and the breccia acquired its final composition.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Carbonate breccias are sedimentary rocks made up of gravel-sized, angular, limestone or dolostone fragments embedded in a groundmass consisting of fine-grained matrix and/or cements (Flügel, 2010, and references therein). Carbonate breccias may be formed by a wide variety of syn- and post-depositional processes (e.g. Norton, 1917; Blount and Moore, 1969; Richter and Füchtbauer, 1981; Flügel, 2010), such as deposition of eroded material, pedogenesis, slumps, faulting, or collapse caused by solution of evaporites or carbonates. For this reason, an appropriate interpretation of the process that caused the carbonate breccias may be an essential clue to understand either the sedimentary environment or the diagenetic or tectonic processes. However, classifying these rocks is often challenging because different processes may

produce similar features, and thus, lead to completely different interpretations about the sedimentary environment or the post-depositional processes (e.g. Norton, 1917; Blount and Moore, 1969; Hoffman et al., 2009; Flügel, 2010, and references therein; Vlahovic et al., 2012).

The carbonate breccias of the Lower Cretaceous Oncala Group from the Cameros Basin (northern Spain) show several features that could lead to interpret them as the result of slumps (Salomon, 1982; Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994a; Meléndez and Gómez-Fernández, 2000), and some other characteristics suggest that they could be related with evaporite-solution collapse (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994a; Meléndez and Gómez-Fernández, 2000; Mas et al., 2002). However, the integrated analysis of field and petrographic data suggests a new brecciation mechanism related with tectonic, frequently polyharmonic, deformation of two interbedded lithologies (carbonates and sulphates) with different rheological behaviours. Although tectonically-driven evaporite-flow processes have been described in the literature from décollement horizons of thrust faults (Helman and Schreiber, 1985;

* Corresponding author at: Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, C/José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain. Tel.: +34 913944783; fax: +34 913944808.

E-mail address: equijada@geo.ucm.es (I.E. Quijada).

Lugli, 2001; Schreiber and Helman, 2005; Warren, 2006), to our knowledge, the formation of tectonic sulphate-flow carbonate breccias unrelated to thrusts has not been studied. This is the case of the carbonate breccias of the Oncala Group, which were developed in an area deformed by large-scale folds. The studied deposits provide an excellent example to understand this brecciation mechanism, because all the different stages of deformation, from undisturbed strata to slightly deformed and chaotic beds, can be observed. Moreover, it is possible to compare the calcitised sulphate-carbonate deposits present in most of the Oncala Group with uncalcitised gypsum-carbonate deposits preserved in a small area of the basin, which allows us to verify the proposed tectonic sulphate-flow brecciation model. The aim of the present study is to interpret the brecciation mechanism that caused the carbonate breccias of the Oncala Group by combining all the sedimentary, petrographic and tectonic criteria available. Furthermore, this article provides criteria to recognise similar breccias in other ancient successions, which may be useful for avoiding confusion with synsedimentary slump breccias caused by gravity instability, or with diagenetic collapse breccias formed after dissolution of sulphates by meteoric waters undersaturated in CaSO_4 . The recognition of tectonic sulphate-flow breccias may also be useful to identify intense structural deformation in, otherwise, apparently undeformed successions.

2. Geological setting

The studied carbonate breccias are part of the sedimentary infill of the Cameros Basin, northern Spain (Fig. 1A), which is the northwesternmost basin of the Mesozoic Iberian Rift System (Mas et al. 1993; Guimerà et al., 1995). The Cameros Basin was formed during Late Jurassic to Early Cretaceous intraplate rifting in Iberia as a consequence of the opening of the North Atlantic Ocean (Álvarez et al., 1979; Vegas and

Banda, 1982; Salas et al., 2001). This basin recorded high subsidence and accumulation rates, with more than 6000 m of vertical thickness of sediments from the Tithonian to the early Albian (Mas et al., 2011; Omodeo-Salè et al., 2014). The infill of the Cameros Basin corresponds to a large cycle or supersequence divided into eight depositional sequences (Fig. 1B), which consist of continental and coastal deposits (Mas et al., 1993, 2011; Quijada et al., 2013b, in press; Suarez-Gonzalez et al., 2013, 2014, in press). The Cameros Basin was affected by two hydrothermal metamorphic events during the mid-Cretaceous and the Eocene, which reached temperatures up to 350–410 °C and 300 °C, respectively (e.g. Alonso-Azcárate et al., 1995, 1999; Mata et al., 2001; Mantilla-Figueroa et al., 2002; González-Acebrón et al., 2011). The Cameros Basin was uplifted from the Paleogene to the middle Miocene due to the Alpine Orogeny (Casas-Sainz and Simón-Gómez, 1992; Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995).

The Oncala Group, which contains the studied carbonate breccias, corresponds to the third depositional sequence of the basin (Mas et al., 1993, 2002; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994b) and was deposited in the eastern sector of the Cameros Basin (Fig. 1A) during the Berriasian (Salomon, 1982; Schudack and Schudack, 2009). The Oncala Group contains both siliciclastic and carbonate-evaporitic deposits, which are laterally related (Fig. 1). Western to central areas of the Oncala Group consist of siliciclastic deposits interpreted as formed in fluvial systems in westernmost areas (Gómez-Fernández and Meléndez, 1994a, 1994b; Meléndez and Gómez-Fernández, 2000; Quijada et al., 2013b) and broad tidal flats in central areas (Quijada et al., 2013b, in press). The tidal siliciclastic deposits change gradually eastwards to carbonate-evaporitic deposits, which are interpreted as formed in coastal, shallow, carbonate-sulphate water bodies and their mudflats (Quijada et al., 2013a, 2013b). The carbonate-evaporitic deposits consist mainly of alternating laminae of carbonate mudstone

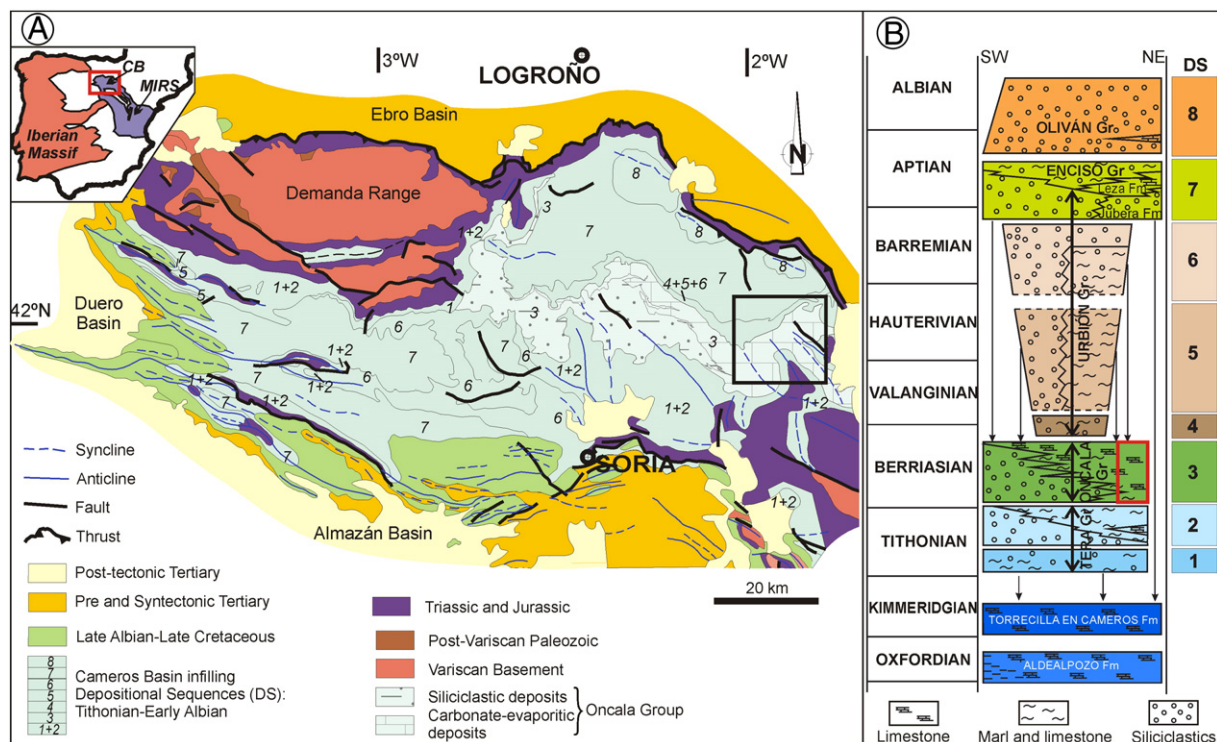


Fig. 1. (A) Geological map of the Cameros Basin and location within the Iberian Peninsula. Note that the Oncala Group (Depositional Sequence 3) contains laterally related siliciclastic and carbonate-evaporitic deposits. The black rectangle marks the mapped area in Fig. 2. Modified from Mas et al. (2002). "CB" = Cameros Basin, "MIRS" = Mesozoic Iberian Rift System. (B) Stratigraphic framework and depositional sequences (DS) filling the eastern Cameros Basin. The focus of this study, the eastern deposits of the Oncala Group, is highlighted with a red rectangle. Modified from Mas et al. (2004). "Gr" = Group, "Fm" = Formation.

and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum and show a progressive increase in the proportion of evaporitic deposits relative to carbonates from the central to the eastern areas of the basin, in that the evaporitic laminae become thicker and more abundant. The alternating carbonate-evaporitic deposits are interbedded with carbonate breccias in the eastern area of the basin (Fig. 2). The carbonate-evaporitic deposits of the eastern area of the Oncala Group have been subdivided in two different formations (Figs. 2, 3): the lower Aguilar del Río Alhama Formation and the upper Valdeprado Formation (sensu Quijada et al., 2013b), the former containing larger amounts of evaporitic deposits and carbonate breccias. The Oncala Group is one of the thickest units of the Cameros Basin comprising up to 2500 m of sediments in the depocentral area of the basin, which is located within the studied area

and consists mainly of carbonate-evaporitic deposits (stratigraphic section of Aguilar, Figs. 2, 3).

The carbonate-evaporitic deposits were probably buried under more than 5500 m of Cretaceous sediments (Omodeo-Salè et al., 2014), according to measurements in cross-sections of adjacent areas, and reached temperatures of at least ≈ 225 °C (Alonso-Azcárate et al., 2001, 2006), based on analysis of the carbonate-evaporitic deposits of the easternmost area of the Oncala Group, or even of more than 350–410 °C (Mata et al., 2001; González-Acebrón et al., 2011, 2012), considering data from the underlying Tera Group (Fig. 1B). Moreover, the eastern area of the Cameros Basin, where the carbonate breccias occur, is deformed by regional, NW–SE trending folds (Fig. 2; Gil-Imaz et al., 1990; Gil-Imaz and Pocoví, 1991, 1994). These structures deform

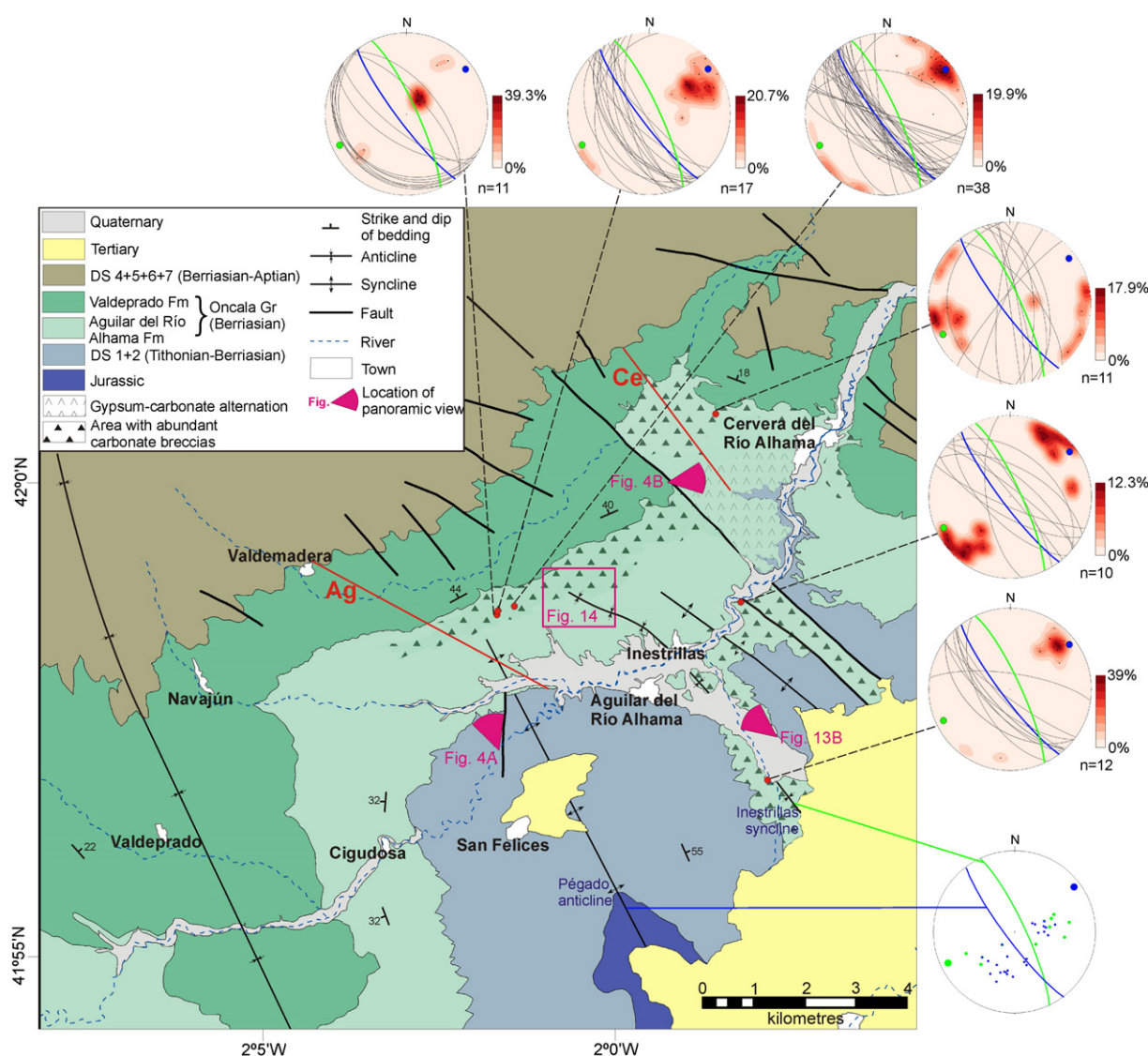


Fig. 2. Detailed geological map of the study area with stereographic projections depicting the attitude of the folds in the area (Schmidt's projection, lower hemisphere, equiareal net). Notice that carbonate breccia layers are most abundant in the northeastern area of the Aguilar del Río Alhama Formation, and that the lower part of the Oncala Group in the easternmost area of the basin contains an alternation of gypsum and carbonate layers. The red line marks the position of measured stratigraphic sections of the Oncala Group. "Ag" = Aguilar section, "Ce" = Cervera section, "Fm" = Formation, "Gr" = Group, "DS" = Depositional Sequence. The stereographic projection in the lower right area of the figure shows the axial planes and poles of the Pégado anticline (blue) and Inestrillas syncline (green), calculated from poles to bedding (small dots) using Stereonet 8. The other stereographic projections (plotted using OpenStereo) show the axial planes, poles and density contours of poles of the decimetre to metre-scale folds within the Oncala Group (red dots in the map indicate the location of the measurement sites). The axial planes and poles of the Pégado anticline (blue) and Inestrillas syncline (green) have been represented in the stereographic projections of the folds within the Oncala Group to facilitate comparison. Note that the folds within the Oncala Group strike similarly to the regional tectonic structures.

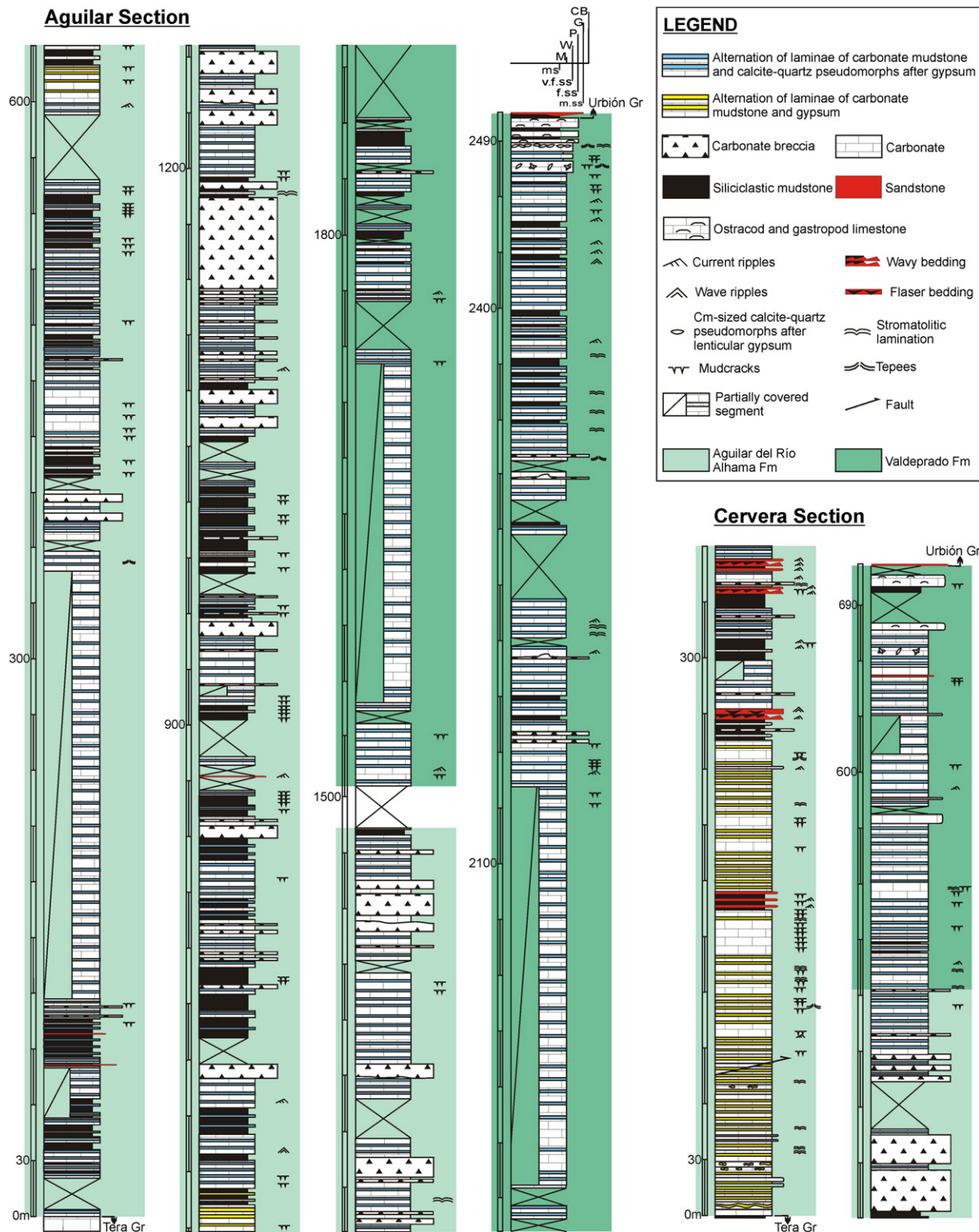


Fig. 3. Synthetic stratigraphic sections of Aguilar and Cervera (see Fig. 2 for location). Notice that the Oncala Group consists mainly of alternating laminae of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum, but the lowermost part of the Cervera section and few metres of the Aguilar section contain alternating carbonate mudstone and gypsum. Note that the carbonate breccias are much more abundant in the Aguilar del Río Alhama Formation than in the Valdeprado Formation. “ms” = siliciclastic mudstone, “v.f.ss” = very fine-grained sandstone, “f.ss” = fine-grained sandstone, “m.ss” = medium-grained sandstone, “M” = carbonate mudstone, “W” = wackestone, “P” = packstone, “G” = grainstone, “CB” = carbonate breccia, “Fm” = Formation.

the Oncala Group (especially the lower carbonate-evaporitic deposits, i.e. the Aguilar del Río Alhama Formation, Figs. 2, 3) and the underlying rocks, but most of them do not deform the overlying deposits (Fig. 2). It has been interpreted that these tectonic structures

were developed during the Alpine Orogeny by reactivation of fracture zones that controlled sedimentation of the Oncala Group (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994b; Quijada et al., 2013b).

3. Methodology

Geological mapping of the Oncala Group was performed using field observations, aerial photographs, and satellite images (Fig. 2). Two selected stratigraphic sections (Aguilar and Cervera sections) were logged in detail from base to top of the Oncala Group in the eastern area of the basin (Figs. 2, 3). Numerous additional individual outcrops of the carbonate breccias have been studied in order to collect data on their geometry, structures, relationships to adjacent rocks, and composition.

Structural analysis (Fig. 2) was performed in order to establish the relationship between the regional tectonic structures and the folds observed in the deposits of the Oncala Group. 27 strike and dip measurements of bedding were taken along the Pégado anticline, and 11 measurements along the Inestrillas syncline. Measurements were analysed using Stereonet 8 software, based on OSXStereonet by Cardozo and Allmendinger (2013), in order to calculate the attitude of the axial planes of these regional folds. The axial planes of 99 decimetre to metre-scale folds, measured in six different outcrops of the Oncala Group, were represented on stereographic projections using OpenStereo software (Grohmann and Campanha, 2010).

A total of 289 rock samples were collected for petrographic analysis under transmitted light microscopy. Half of each thin section was stained with Alizarin Red S and potassium ferricyanide (Dickson, 1966). Limestones and dolostones were classified according to Dunham's (1962) classification, and gypsum was classified according to the classification by Ciarapica et al. (1985).

Selected samples were analysed with JEOL JSM 6400 scanning electron microscope at the Laboratory of Geological Techniques of the Complutense University of Madrid.

4. Sedimentary facies associated with the carbonate breccias

The carbonate breccias of the Oncala Group occur in the eastern area of the Cameros Basin, in the area located eastwards of the town of Valdemadera (Fig. 2). The most abundant sedimentary facies in this

area is an alternation of layers of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (Quijada et al., 2013a, 2013b), which is interbedded with the carbonate breccias (Figs. 3, 4). Siliciclastic mudstone layers composed of clay, very-fine-silt-size quartz and mica grains, iron oxides, and variable carbonate contents are also present in the succession (Figs. 3, 4).

The carbonate mudstone-pseudomorphs after gypsum alternation is made up of laterally continuous and parallel layers, which can be followed tens or even hundreds of metres (Fig. 5A). Carbonate mudstone layers are generally submillimetre to 10 cm in thickness, and they consist mainly of calcitic or dolomitic mudstone (Fig. 5B, C) with up to 20% of silt-size grains of quartz, calcite, and mica. Carbonate mudstone layers commonly contain disperse calcite and quartz pseudomorphs after (sub-) millimetre-size lenticular gypsum (Quijada et al., 2013a, Fig. 5C).

Layers of calcite and quartz pseudomorphs are submillimetre to 5 cm in thickness (Fig. 5B, C), and they are composed of a mosaic of cloudy pseudosparitic calcite with micrite, anhydrite and quartz inclusions, and minor cloudy macrocrystalline quartz with abundant anhydrite inclusions (Figs. 5C–F, 6). The calcite and quartz crystals are arranged in aggregates of pseudomorphs after crystals displaying generally lenticular habit (Fig. 5C–F), and the carbonate mudstone matrix around them is deformed.

The proportion of pseudomorphs after gypsum compared to carbonate mudstone in the Oncala Group increases gradually northeastwards because the layers of pseudomorphs after gypsum become progressively thicker and more abundant. Moreover, layers of calcite and quartz pseudomorphs after gypsum are also more abundant and thicker in the lower part of the succession, i.e. the Aguilar del Río Alhama Formation, than in the upper part, i.e. the Valdeprado Formation (Figs. 3, 4).

The carbonate breccias (described below in detail) and the facies associated with them are commonly arranged in 50 cm to 10 m-thick sequences (Fig. 7A). The lower part of the sequences consists commonly of siliciclastic mudstones and progressively changes to alternating layers of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs

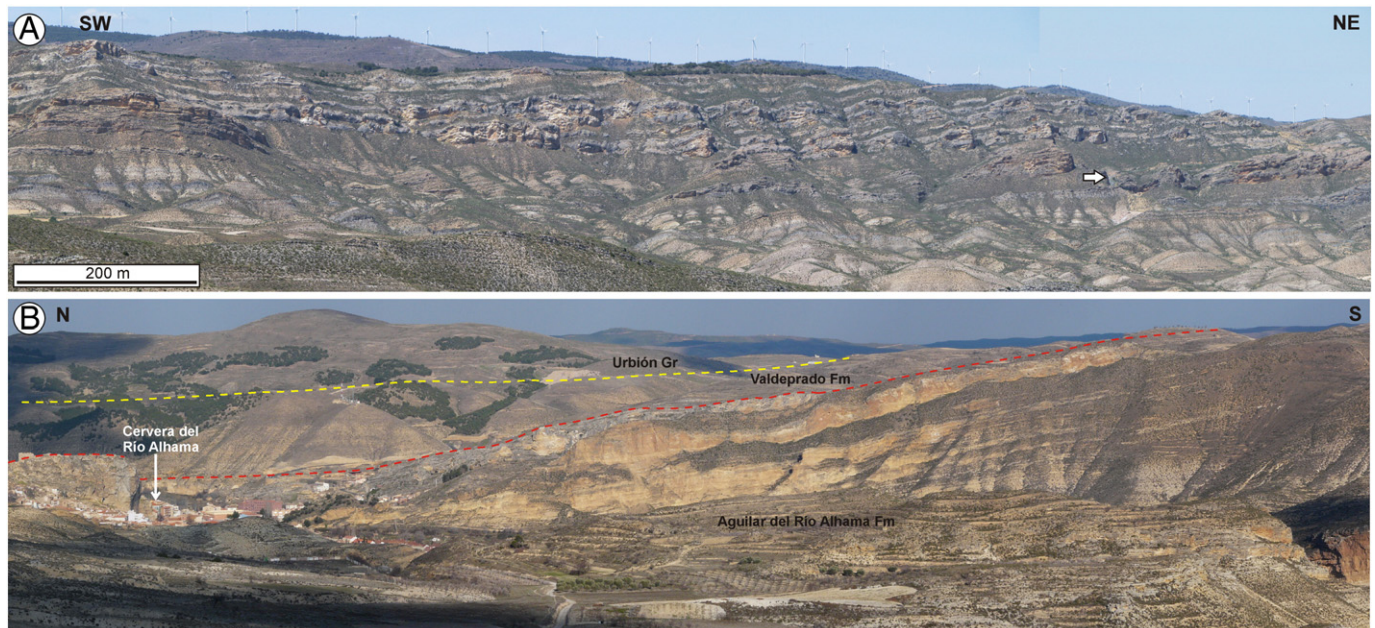


Fig. 4. (A) Southwest–Northeast panoramic photograph of the Aguilar del Río Alhama Formation in the eastern area of the Cameros Basin (see Fig. 2 for location). Competent layers in this photograph consist of carbonate breccias and alternating layers of carbonate mudstone and calcite–quartz pseudomorphs after gypsum. Incompetent layers are composed of siliciclastic mudstone and alternating layers of carbonate mudstone and calcite–quartz pseudomorphs after gypsum. The arrow indicates the stratigraphic level with polyharmonic folds shown in Figs. 15A–D. The stratigraphic level marked by the arrow corresponds laterally to that marked in Fig. 13A. (B) North–South panoramic photograph of the Oncala Group in the easternmost area of the Cameros Basin (see Fig. 2 for location). Competent layers consist mainly of carbonate breccias. Note that the carbonate breccias thin southwards eventually disappearing. Yellow line indicates the contact of the Oncala Group with the overlying Urbión Group, and red line marks the contact between the Aguilar del Río Alhama Formation and the Valdeprado Formation (see Fig. 2). Notice that carbonate breccias are much more abundant in the Aguilar del Río Alhama Formation.

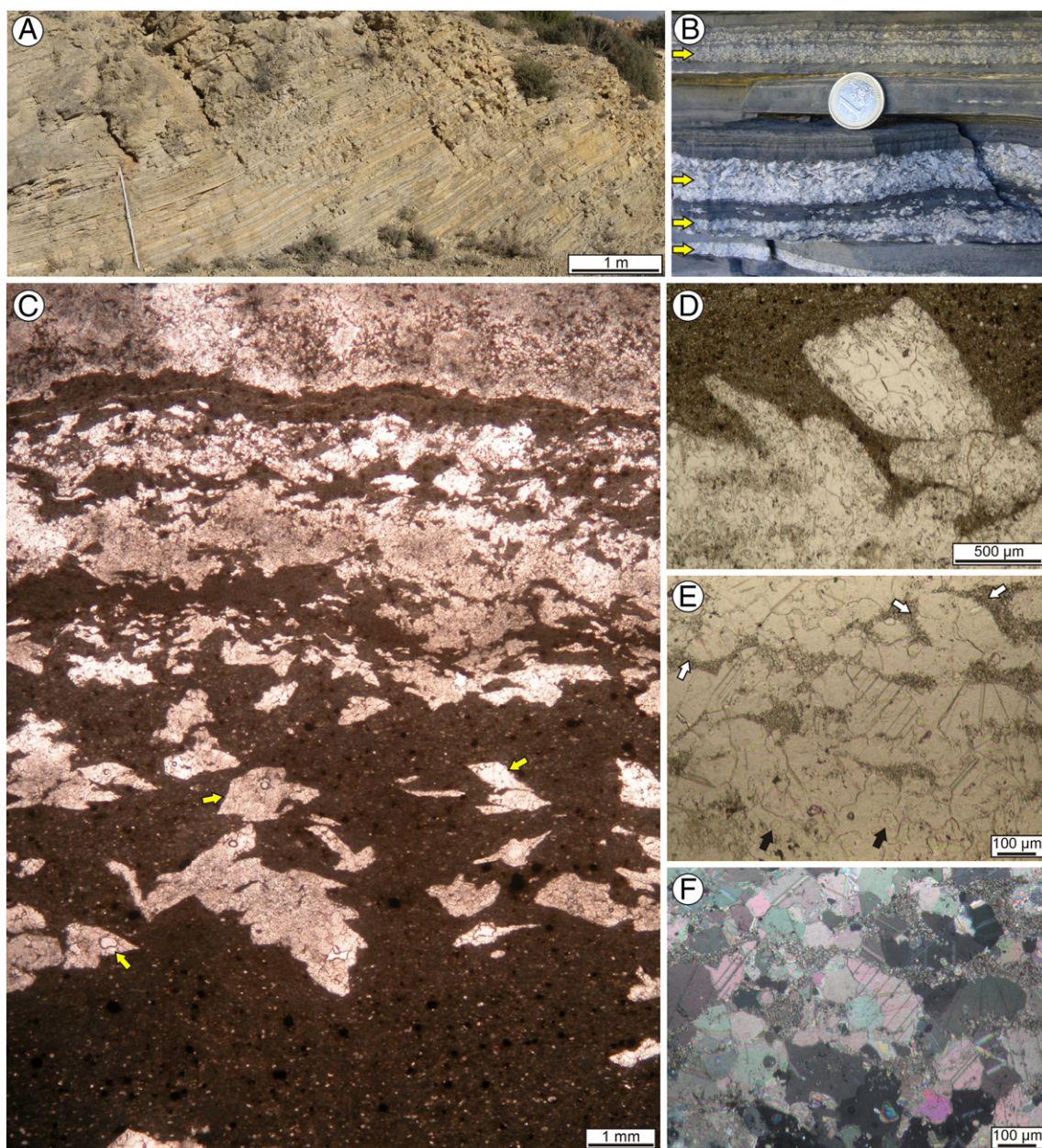


Fig. 5. Photographs showing the alternation of layers of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum of the Oncala Group. (A) Field photograph showing the continuous parallel lamination that characterises the alternation of layers of carbonate mudstone and pseudomorphs after gypsum. (B) Field photograph of the alternation of laminae of carbonate mudstone and pseudomorphs after lenticular gypsum (arrows). Diameter of the coin is 23 mm. (C) Thin-section photomicrograph of the alternation of laminae of carbonate mudstone (dark colour) and calcite pseudomorphs after gypsum (light colour). Note that the carbonate mudstone laminae contain dispersed pseudomorphs after gypsum (arrows). Plane polarised light. (D) Thin-section photomicrograph of calcite pseudomorphs after gypsum within a carbonate mudstone matrix. Note the euhedral habits of the pseudomorphs. Plane polarised light. (E) Thin section photomicrograph in plane polarised light of calcite and quartz pseudomorphs after gypsum. Micrite among and within the calcite crystals (white arrows) allows recognition of the lenticular morphology of the original gypsum crystals. Black arrows point to anhydrite inclusions within quartz crystals. (F) Thin-section photomicrograph in cross-polarised light of the calcite and quartz pseudomorphs after gypsum shown in panel E.

after gypsum, which show a gradual increase upwards in the proportion of pseudomorphs after gypsum beds compared to carbonate mudstone beds. Carbonate breccias are commonly present at the top of these sequences (Fig. 7).

The alternating layers of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum of the Oncala Group have been interpreted as deposited in shallow, perennial, carbonate–sulphate, coastal water bodies, developed in a flat-bottomed basin (Quijada et al., 2013a, 2013b). Sedimentation in these water bodies was strongly controlled by alternation of flooding and evaporative intervals, which caused salinity fluctuations (Quijada et al., 2013a). As a consequence, carbonate

mudstone was deposited during lower-salinity periods following water discharge, and gypsum precipitated during higher-salinity periods caused by progressive evaporation. The lenticular habits that show generally the pseudomorphs after gypsum (Fig. 5C–E) and the deformation of the carbonate matrix around them suggest that most of the gypsum precipitated displacively within the carbonate mud, in the upper part of the sedimentary column, or at the sediment–water interface (cf. Magee, 1991; Kendall, 1992; Ortí, 2010). The larger proportion of pseudomorphs after gypsum compared to carbonate mudstone in the northeastern areas of the basin was probably related with higher salinities caused by a lower freshwater input in these areas (Quijada

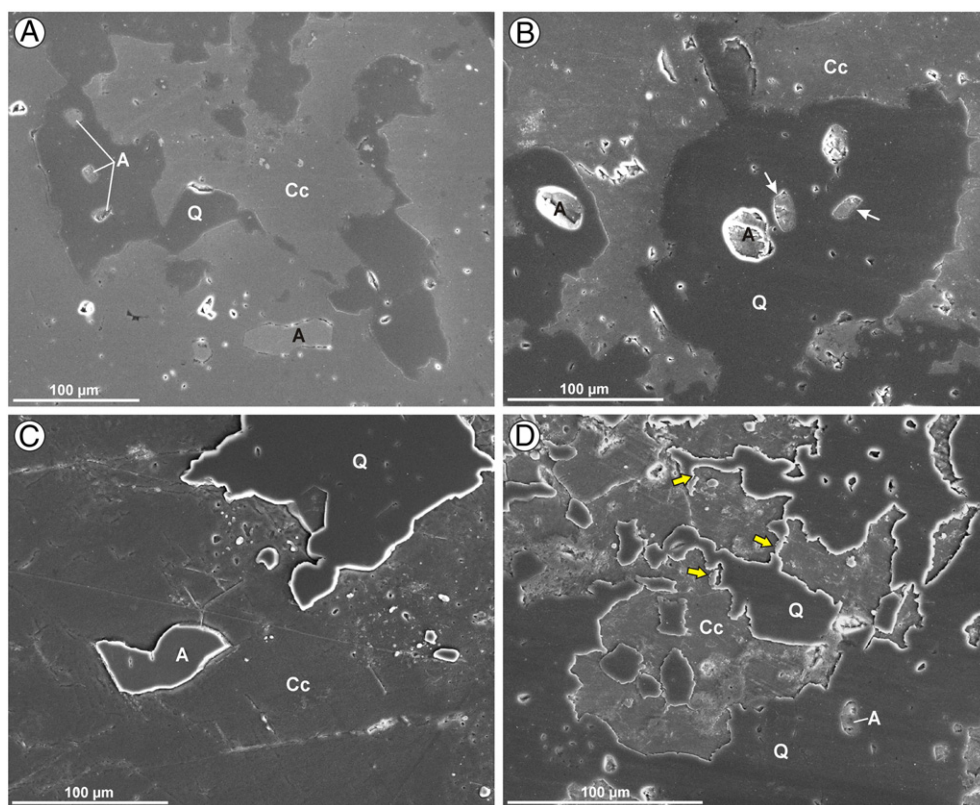


Fig. 6. SEM images of the calcite (Cc) and quartz (Q) crystals that compose the pseudomorphs after gypsum. (A) Calcite and quartz crystals containing anhydrite (A) inclusions. Note the (sub-)idiomorphic shape of some anhydrite inclusions in the quartz. (B) Anhydrite inclusions within quartz. Note the characteristic (sub-)idiomorphic shape of some anhydrite inclusions (arrows). (C) Anhydrite (A) inclusion within calcite. Note that calcite contains also quartz inclusions. (D) Corrosion of quartz by calcite crystals (arrows). Note that quartz contains anhydrite (A) inclusions.

et al., 2013b). The lower proportion of evaporites in the upper part of the Oncala Group, i.e. the Valdeprado Formation, than in the lower part, i.e. the Aguilar del Río Alhama Formation (Figs. 2, 3), was probably

due to shorter periods of confined conditions in the carbonate–sulphate water bodies, which caused predominance of lower salinities (Quijada et al., 2013b).

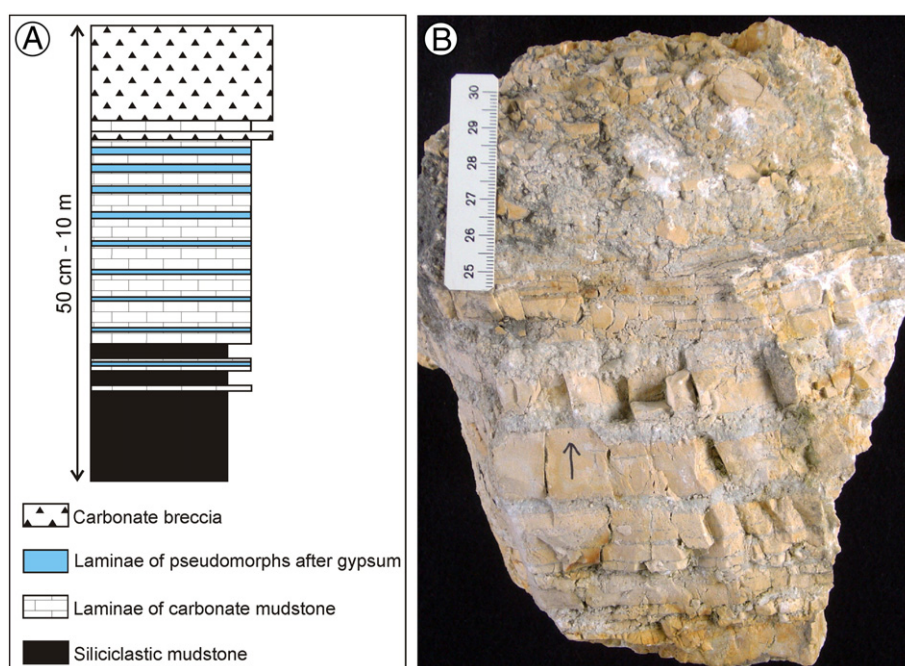


Fig. 7. (A) Typical sequence of the carbonate–evaporitic deposits of the Oncala Group in the eastern area of the Cameros Basin, which shows an increase in the evaporite proportion upwards and contains carbonate breccias at the top. (B) Photograph of a sample made up of an alternation of laminae of carbonate mudstone (ochre colour) and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (greyish colour) that passes upwards to a carbonate breccia. Note that laminae of calcite and quartz pseudomorphs after gypsum are progressively thicker upwards. Scale bar is in centimetres.

5. Carbonate breccias

Carbonate breccias of the Oncala Group occur in the eastern area of the Cameros Basin, and they are interbedded with, and pass laterally to, alternating layers of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (Figs. 8, 9). The carbonate breccia layers range from few centimetres to up to 12 m in thickness, and they can be laterally followed for hundreds of metres (Fig. 4). Carbonate breccias are especially abundant and thicker in the lower part of the Oncala Group (i.e. Aguilar del Río Alhama Formation; Figs. 2, 3), which is characterised by intense deformation, and are thinner and less common in the less deformed upper part (i.e. Valdeprado Formation; Figs. 2, 3, 4B). Moreover, the carbonate breccia beds thicken and are more abundant northeastwards (Figs. 2, 4B). The contacts of the breccias with the underlying and the overlying layers of alternating carbonate mudstone and pseudomorphs after gypsum are generally irregular (Figs. 8A, B, 9A), but may show sharp lower and upper limits (Figs. 8D, 9B).

The carbonate breccias of the Oncala Group are made up of fragments of carbonate mudstone floating in a matrix composed of calcite and quartz crystals (Figs. 8, 9, 10, 11). The fragments of carbonate mudstone have rectangular prismatic shape, and they range from few millimetres to 10 cm in size. Carbonate mudstone fragments commonly include disperse calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (Fig. 11A), and they may contain up to 20% of silt-size grains of quartz, calcite, and mica. The matrix around the fragments consists mainly of a mosaic of cloudy pseudosparitic calcite with micrite, anhydrite and quartz inclusions, and less abundant macrocrystalline quartz with abundant anhydrite inclusions (Fig. 11).

The carbonate breccias of the Oncala Group are generally matrix-supported, and the fragments may be from very slightly displaced (Fig. 10A, B) to chaotically arranged (Figs. 7B, 8, 10C). The orientation of the fragments commonly allows the recognition of the original mudstone bedding and the identification of folds (Figs. 9, 10). The most intense brecciation and displacement of the fragments occurs generally in the core of the folds, where breccias commonly display chaotic fabrics (Figs. 8B, C, 10B, C).

6. Carbonate–gypsum layers of the easternmost area of the basin

The lower part of the Oncala Group in the easternmost area of the basin (Fig. 2) is characterised by an alternation of layers of dolomudstone and gypsum (Figs. 3, 12). These deposits consist of submillimetre to 10 cm-thick, laterally continuous, parallel layers, which can be followed for hundreds of metres. Dolomudstone layers commonly include disperse gypsum crystals (Fig. 12B), and may contain up to 20% of silt-size grains of quartz and mica. Gypsum layers consist mainly of xenotopic granular gypsum (Fig. 12C, D, F), but macrocrystalline and xenotopic, irregular, cloudy crystals occur in some layers (Fig. 12E). Macrocrystalline gypsum contains inclusions of anhydrite (Fig. 12E). Some gypsum layers include a few macrocrystalline quartz crystals with anhydrite inclusions (Fig. 12F).

7. Deformational features

Deposits of the eastern area of the Oncala Group show important deformational features, which affect both the carbonate mudstone–

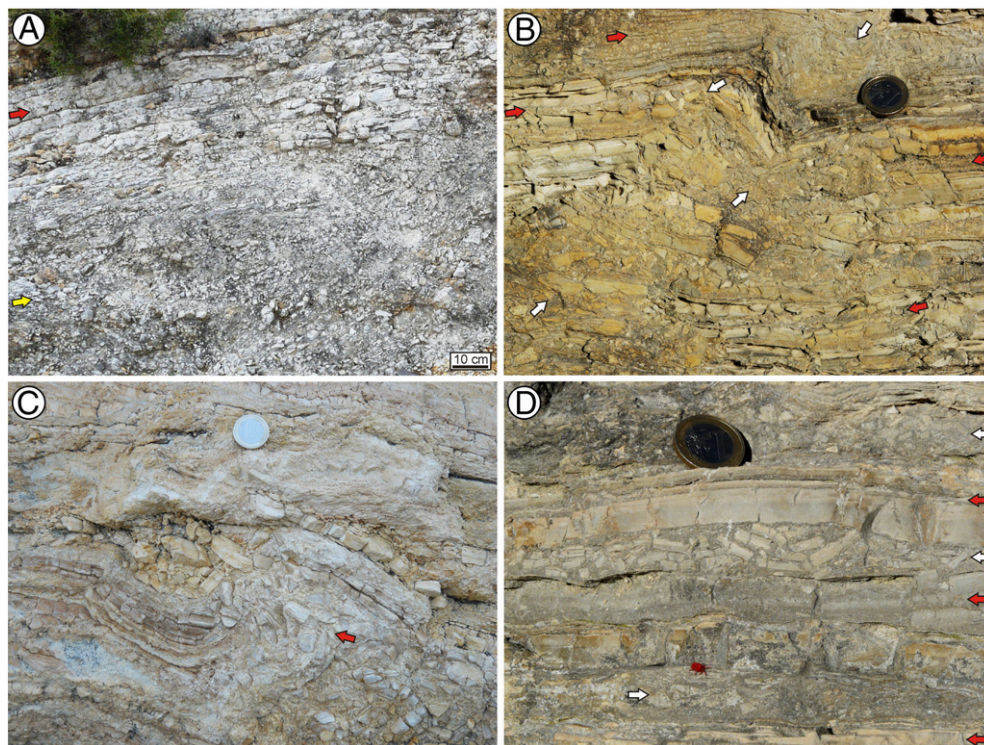


Fig. 8. Field photographs of the carbonate breccias of the Oncala Group, which consist of carbonate mudstone fragments (ochre colour) floating in a calcite and quartz matrix (greyish colour). (A) Chaotic carbonate breccia (yellow arrow) interbedded with unbrecciated layers of alternating carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (red arrow). Note that the upper contact of the breccia is irregular. (B) Chaotic carbonate breccias associated with folds. Note that the carbonate breccias occur in the folded area (white arrows), and they pass laterally to an unbrecciated (or very slightly brecciated) alternation of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum layers (red arrows). Coin is 2.3 cm in diameter. (C) Carbonate breccia related with deformation structures. Notice that the most intense brecciation and displacement of the fragments occur in the core of the fold (arrow). (D) Interstratal chaotic carbonate breccias (white arrows) interbedded with unbrecciated alternating layers of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (red arrows). Coin is 2.3 cm in diameter.

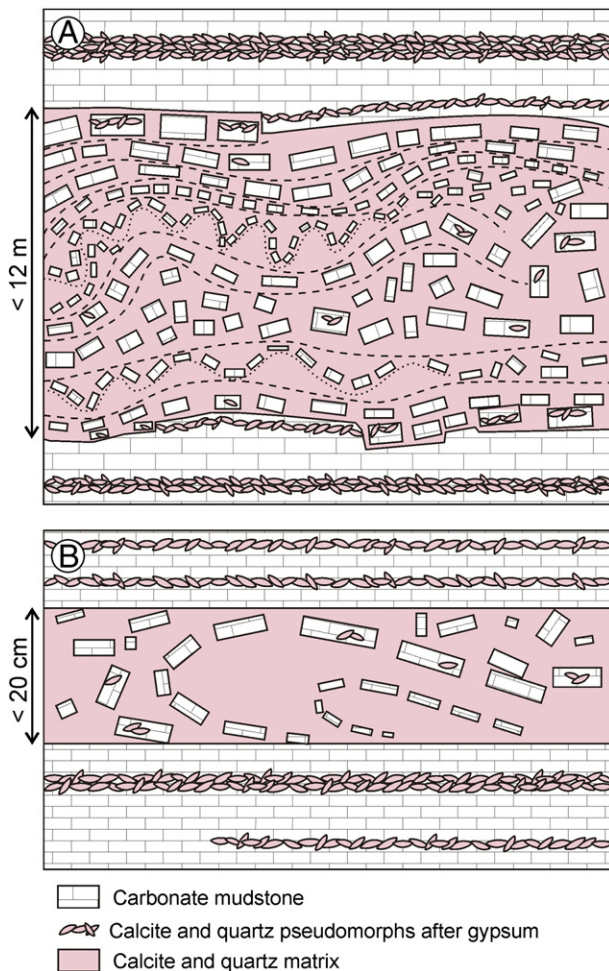


Fig. 9. Schematic diagrams of the carbonate breccias of the Oncala Group, which consist of fragments of carbonate mudstone floating in a matrix made up of calcite and quartz crystals. Breccia fragments and matrix have identical compositions to the associated unbrecciated layers of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum, respectively. The fragments in the breccias are from very slightly displaced to chaotically arranged, and their orientation commonly allows recognition of folds. Deformation and brecciation is more intense in thinner carbonate mudstone layers that alternate with comparatively thicker calcite and quartz layers. (A) Carbonate breccia showing irregular upper and lower contacts with unbrecciated layers and polyharmonic folds, formed by brecciation of multi-layered sequences. (B) Carbonate breccia showing sharp lower and upper limits.

pseudomorphs after gypsum alternation and the carbonate breccias (Figs. 8B, C, 9, 10, 11, 13, 14, 15A–D). In fact, the presence of carbonate breccias is intimately related to these deformational structures (Fig. 8B, C). Moreover, the alternating carbonate–gypsum layers of the easternmost area of the basin are also deformed (Fig. 15E–G), which causes disruption of the dolomudstone layers into rectangular fragments that float in a gypsum groundmass (Figs. 12C, D, 15F).

In the lower part of the Oncala Group, i.e. the Aguilar del Río Alhama Formation (Figs. 2, 3), the deformational features consist of polyharmonic folding made up of folds of large wavelengths and amplitudes that contain parasitic folds of smaller wavelengths and amplitudes (Figs. 9A, 13, 14, 15A–D). That is, larger-scale folds that show amplitudes of tens of metres contain folds with amplitudes of decimetres to metres, which in turn include smaller folds with amplitudes of millimetres to centimetres. Apart from polyharmonic folds affecting multi-layered sequences, interstratal folds occur also in some beds (Figs. 8D, 9B, 15G).

The most abundant axial planes of the measured decimetre to metre-scale folds strike about NW–SE (between N114°E and N168°E, maximum density at N140°E) in five out of six measurement sites

(Fig. 2; Supplementary data Table 1), although the axial planes of the folds in the northeasternmost site strike between N140°E and N220°E, maximum density at N167.1°E (Fig. 2; Supplementary data Table 1). Most of these folds are upright folds (axial planes dip between 80° and 90°) or steeply inclined folds (dips between 60° and 79°), although the axial planes of 28 folds dip less than 60° (Fig. 2; Supplementary data Table 1). These predominantly NW–SE orientations of the folds are consistent with the regional major structures in the area, whose attitude has been calculated based on strike and dip measurements of the bedding (Fig. 2; Supplementary data Tables 2 and 3). The calculated attitude of the axial plane of the Pégado anticline is N144°E/82°W, and that of the Inestrillas syncline is N155°E/80°NE (Fig. 2).

The upper part of the Oncala Group, i.e. the Valdeprado Formation (Figs. 2, 3), which is not affected by such intense regional deformation, does not present polyharmonic folds, but shows occasional folds with amplitudes of centimetres to decimetres. The carbonate breccias in the upper part of the succession are generally related with these deformational structures (Fig. 8B).

8. Discussion

8.1. Origin of breccia fragments and matrix

An essential part of the interpretation of carbonate breccias is the compositional analysis of the fragments and matrix to determine source, depositional or post-depositional formation, and relative timing of formation (e.g. Richter and Füchtbauer, 1981; Dozet, 1996; Flügel, 2010, and references therein). To achieve this, it is essential to compare the fragments and matrix of the breccias with the associated unbrecciated deposits. Carbonate breccias of the Oncala Group are interbedded with, and pass laterally to, alternating layers of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (Quijada et al., 2013a, 2013b, Figs. 5, 7B, 8A). The breccia fragments display very similar features to the unbrecciated carbonate mudstone layers (Figs. 7B, 8, 9, 10, 11) and also contain disperse calcite and quartz pseudomorphs after gypsum and up to 20% of clastic grains. These characteristics suggest that the carbonate breccias are made up of intraformational fragments derived from the breaking apart of the carbonate mudstone layers that constitute the Oncala Group in the eastern area of the Cameros Basin.

The unbrecciated layers of calcite and quartz pseudomorphs after gypsum are characterised by a mosaic of cloudy pseudosparitic calcite with micrite, anhydrite and quartz inclusions, and less abundant cloudy macrocrystalline quartz with abundant anhydrite inclusions (Figs. 5C–F, 6), which is the same composition as the matrix of the carbonate breccias of the Oncala Group (Fig. 11). These resemblances suggest that the mosaics of calcite and quartz of both the unbrecciated and brecciated layers had the same origin, that is, they originally were gypsum layers. This statement is confirmed by the preservation of uncalcitised deposits in the lower part of the succession at the easternmost area of the Oncala Group (Figs. 2, 3, 12, 15E–G), which consists of an alternation of carbonate and gypsum layers that display identical features to the calcitised deposits (Figs. 8–11).

The Oncala Group deposits were progressively buried more than 5500 m (Omodeo-Salè et al., 2014) reaching temperatures of at least $\approx 225^\circ\text{C}$ (Alonso-Azcárate et al., 2001, 2006). As gypsum is not stable at burial conditions (e.g. Macdonald, 1953; Jauzein, 1974; Shearman, 1983; Jowett et al., 1993), gypsum deposits of the Oncala Group were dehydrated to anhydrite. Nevertheless, anhydrite becomes unstable during uplift due to meteoric flushing and/or surface weathering, which results in its hydration and conversion into secondary gypsum (Holliday, 1970; Lugli, 2001; Warren, 2006). This process also occurred in the Oncala Group during Alpine uplifting of the area and during weathering, causing anhydrite conversion into secondary gypsum, still preserved in the easternmost areas of the basin (Figs. 2, 3, 12, 15E–G).

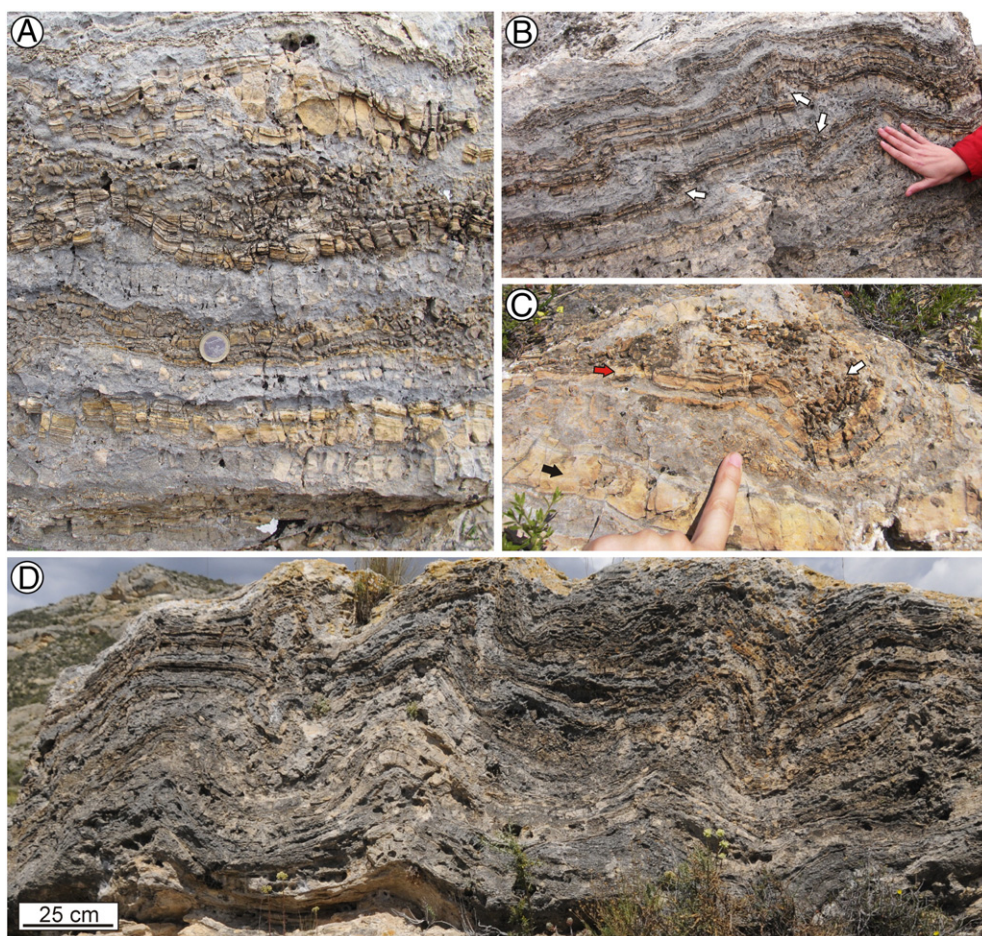


Fig. 10. Field photographs of the carbonate breccias of the Oncala Group. (A) Carbonate breccia formed by very slightly displaced carbonate mudstone fragments (ochre colour) floating in a calcite and quartz groundmass (greyish colour). (B) Carbonate breccias showing slightly displaced carbonate mudstone fragments (ochre colour) that allow recognition of centimetre-scale folds. Note that the most intense brecciation occurs in fold cores (arrows). (C) Folded and brecciated alternation of layers of carbonate mudstone (ochre colour) and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (greyish colour), which show different degrees of brecciation. Thicker carbonate mudstone layers are unbroken (black arrow) or slightly broken (red arrow), whereas thinner carbonate mudstone layers alternating with relatively thicker layers of pseudomorphs after gypsum are intensely brecciated and show a chaotic fabric (white arrow). (D) Carbonate breccia preserving the original stratigraphic bedding and showing intense folding.

The xenotopic granular, macrocrystalline and xenotopic irregular cloudy gypsum textures (Fig. 12C–E) and the anhydrite relicts within the gypsum (Fig. 12E) strongly support this interpretation (cf. Holliday, 1970; Ciarapica et al., 1985; Lugli, 2001). However, the presence of cloudy pseudosparitic calcite with anhydrite inclusions in most of the Oncala Group (Figs. 3, 5, 6, 11) suggests that most of the sulphate of the succession (except that of the easternmost area) was calcitised during uplift, which is a process widely documented from meteoric settings via flushing of groundwaters undersaturated with respect to CaSO_4 and supersaturated with respect to CaCO_3 (e.g. Pierre and Rouchy, 1988; Warren, 2006).

Another question is the timing of quartz precipitation. The presence of quartz crystals with anhydrite inclusions within both the uncalcitised and calcitised rocks (Figs. 5E, F, 6, 11A, B, E, F) indicates that quartz precipitated during burial when sulphates were already transformed into anhydrite and prior to anhydrite hydration/calcitisation. This interpretation is also supported by the presence of quartz inclusions within the pseudosparitic calcite and the corroded limits of the quartz crystals in contact with calcite (Fig. 6D).

8.2. Models for brecciation

8.2.1. Comparison with evaporite-solution collapse breccias

The evidence of vanished evaporites in the brecciated layers of the Oncala Group suggests that carbonate breccias may be the result of

evaporite-solution collapse breccias (see Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994a; Meléndez and Gómez-Fernández, 2000; Mas et al., 2002). In this sense, the studied breccias show some features typical of collapse breccias (Fig. 16), such as angular intraformational clasts and preservation of stratigraphic order of former intra-evaporite beds (McWhae, 1953; Middleton, 1961; Stanton, 1966; Beales and Oldershaw, 1969; Blount and Moore, 1969; Swennen et al., 1990; Papaioanou and Carotsieris, 1993; Eliassen and Talbot, 2005; Warren, 2006; Flügel, 2010). However, other features are not consistent with an evaporite-solution collapse origin (Fig. 16). Some of the most reliable characteristics of solution collapse breccias are sharp, planar, continuous lower contacts and gradational, irregular upper contacts that pass gradually to unaltered overlying deposits (Middleton, 1961; Stanton, 1966; Beales and Oldershaw, 1969; Eliassen and Talbot, 2005; Warren, 2006). On the contrary, the Oncala Group breccias show irregular upper and lower contacts (Figs. 8, 9A). Other significant features of the solution collapse breccias are the upward increase of clast support and decrease of clast translation degree (Middleton, 1961; Loucks et al., 2004; Eliassen and Talbot, 2005; Warren, 2006), which are not recognised in the studied carbonate breccias either. Moreover, the groundmass of solution collapse breccias normally consists of cements and/or a fine-grained matrix resulting from internal brecciation of coarser fragments (Middleton, 1961; Blount and Moore, 1969; Swennen et al., 1990; Papaioanou and Carotsieris, 1993; Eliassen and

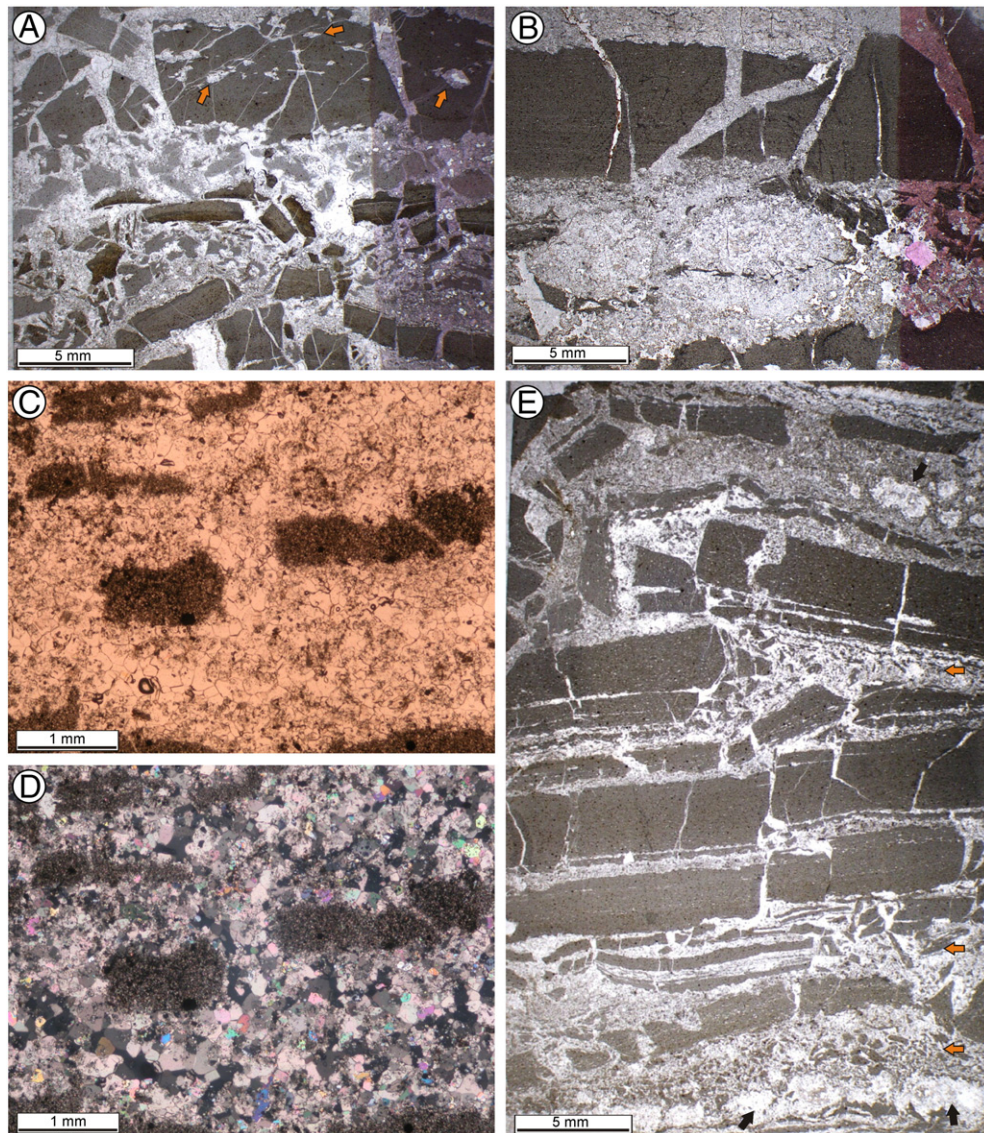


Fig. 11. Thin-section photomicrographs of the carbonate breccias. (A) Carbonate mudstone fragments (dark colour) floating in a calcite and quartz matrix (light colour in the left part of the thin section). Right part of the thin section is stained with Alizarin Red S, which causes calcite to show a reddish colour and quartz remains unstained. Note that the original bedding of the carbonate mudstone fragments is preserved, and that thicker carbonate mudstone fragments are slightly rotated, whereas thinner fragments are more intensely displaced. Notice that carbonate mudstone fragments contain disperse calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (arrows). Plane polarised light. (B) Carbonate breccias formed by fracturing and rotation of carbonate mudstone laminae, whose original bedding is preserved. Matrix consists of calcite and quartz crystals (light colour in the left part of the thin section). Right part of the thin section is stained with Alizarin Red S, which causes calcite to show a reddish colour and quartz remains unstained. Plane polarised light. (C) Carbonate breccia made up of carbonate mudstone fragments (dark colour) floating in a calcite groundmass (light colour). Note that calcite crystals contain abundant micrite inclusions. Plane polarised light. (D) Photomicrograph in cross-polarised light of the carbonate breccia shown in panel C. (E) Carbonate breccia formed by fracturing and displacement of carbonate mudstone laminae. Carbonate fragment orientation allows recognition of folds in the upper part of the photograph. Notice that the fragments are more intensely displaced in the folded area than in the unfolded lower part of the photograph. Notice that thin carbonate mudstone laminae are broken into smaller fragments and are more intensely displaced (orange arrows). Matrix consists of a groundmass of cloudy calcite and cloudy quartz (black arrows). Plane polarised light.

Talbot, 2005; Warren, 2006; Flügel, 2010), but the studied breccias contain evaporite-bearing matrix, which is rare in collapse breccias. Finally, evaporite-solution collapse processes cannot explain the deformation structures shown in the carbonate breccias of the Oncala Group (Figs. 8B, C, 9, 10, 11A, E, 15C, D). Although solution collapse of unconsolidated sediments may produce deformation structures, they would display irregular elongated conical zones of sinking in which the degree of deformation decreases upwards (Moretti et al., 2011), and disruption would be caused by vertical pressure. Moreover, if both brecciation and deformation in the Oncala Group were caused by solution collapse processes, deformation would occur exclusively in association with the brecciated layers and would not be present in the unbrecciated layers (Fig. 15A, B). Thus, a different interpretation is necessary to explain

the deformation structures observed in the carbonate breccias of the Oncala Group, which seem to be closely related to the brecciation origin.

8.2.2. Comparison with slump breccias

The intense deformation that occurs in the brecciated and unbrecciated carbonate-evaporitic deposits of the Oncala Group share some similarities with the deformation structures caused by slumps (Fig. 16), which led some authors to interpret them as the result of this type of mass flow (Salomon, 1982; Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994a; Meléndez and Gómez-Fernández, 2000). Slump beds show significant internal distortion of the bedding, which includes folds, boudins, (micro-)faults and internal shear surfaces, but the bedding is often still recognisable (Martinsen,

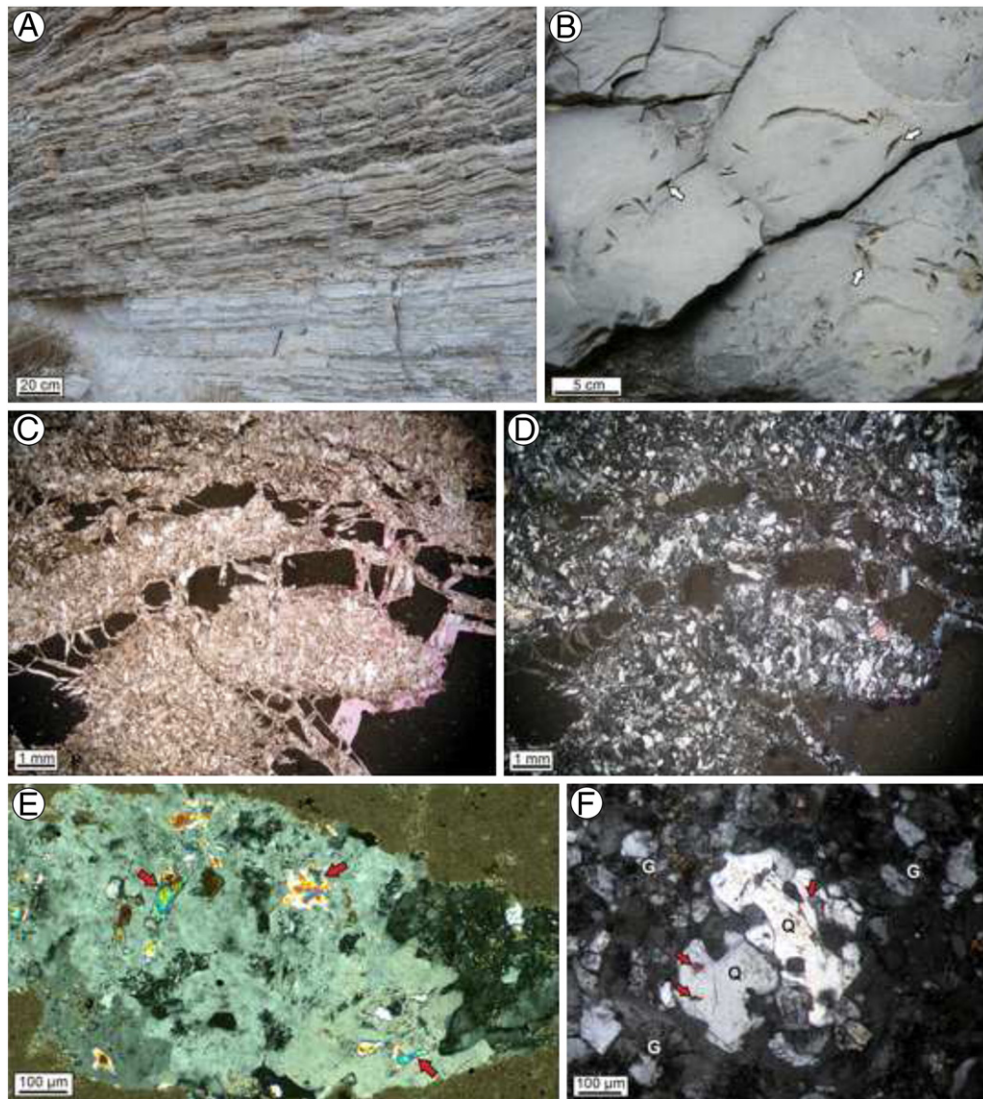


Fig. 12. Photographs showing the alternation of dolomudstone and gypsum layers of the lower part of the Oncala Group in the easternmost area of the Cameros Basin (stratigraphic section of Cervera, Figs. 2, 3). (A) Field photograph of the continuous parallel lamination that characterises the alternation of dolomudstone (dark colour) and gypsum (light colour) layers. Note that gypsum layers are as thick as carbonate layers. (B) Field photograph of a dolomudstone layer with disperse lenticular moulds of gypsum crystals (arrows). (C) Thin section photomicrograph of the alternation of xenotopic granular gypsum laminae (light colour) and fractured dolomudstone laminae (dark colour). Note strong resemblances between this thin section and that of Fig. 11B. Plane polarised light. (D) Photomicrograph in cross-polarised light of the alternation of gypsum laminae and brecciated dolomudstone laminae shown in panel C. (E) Thin section photomicrograph of macrocrystalline gypsum with inclusions of anhydrite (red arrows). Minor xenotopic, ameboid, cloudy gypsum is also present. Cross-polarised light. (F) Macrocrystalline quartz (Q) with anhydrite inclusions (arrows) in a layer mainly composed of xenotopic, irregular, cloudy gypsum (G).

1994; Stow et al., 1996; Posamentier and Martinsen, 2011; Tucker, 2011). Moreover, slump deformation may show parasitic folds (Byrne, 1994), similar to those of the described multilayered sequences with polyharmonic folds (Figs. 10, 13, 14, 15A–D). However, the deformed beds of the Oncala Group show numerous differences with slumped layers indicating that they are not the result of mass-flow processes (Fig. 16). One of the differences is that slump folds are predominantly recumbent or overturned folds (e.g. Woodcock, 1976; Spalluto et al., 2007; Tucker, 2011), whereas upright or steeply inclined folds predominate in the Oncala Group (Fig. 2). Moreover, slump folds are not geometrically related with regional tectonic folds (e.g. Woodcock, 1976), as occurs in the Oncala Group (Figs. 2, 14) suggesting that folding is related with tectonic deformation instead of mass-flow processes. Furthermore, slump beds must show evidence of synsedimentary origin, such as sharp lower and upper contacts with the undisturbed layers below and above (Woodcock, 1976; Byrne, 1994; Cossey, 2011; King et al., 2011; Tucker, 2011), erosional truncation of folds on the top

surface (Woodcock, 1976; Byrne, 1994; Stow et al., 1996; Cossey, 2011), or burrows, dewatering structures and sand volcanoes at the top (Woodcock, 1976). On the contrary, most of the deformed beds of the Oncala Group show irregular bases and tops (Figs. 8A–C, 9A), which do not truncate the structures, and evidence of synsedimentary origin is absent. According to idealised models of slumps, the deformed units that result of lateral mass movement of sediment show a well-defined upper extensional zone and a downslope contractional zone (Martinsen, 1994; Posamentier and Martinsen, 2011), which have not been recognised in the studied deposits. Furthermore, considering that the sedimentary environment of the carbonate-evaporitic deposits of the Oncala Group consisted in less than 10 m deep water bodies with very gentle slope gradients (Quijada et al., 2013a, 2013b), it follows that hundreds of metre thick folded sequences as those observed in the Oncala Group (Figs. 13B, 14) could not have been caused by gravity instability. Finally, slump breccias are usually made up of clasts transported from adjacent areas within a fine-grained sedimentary

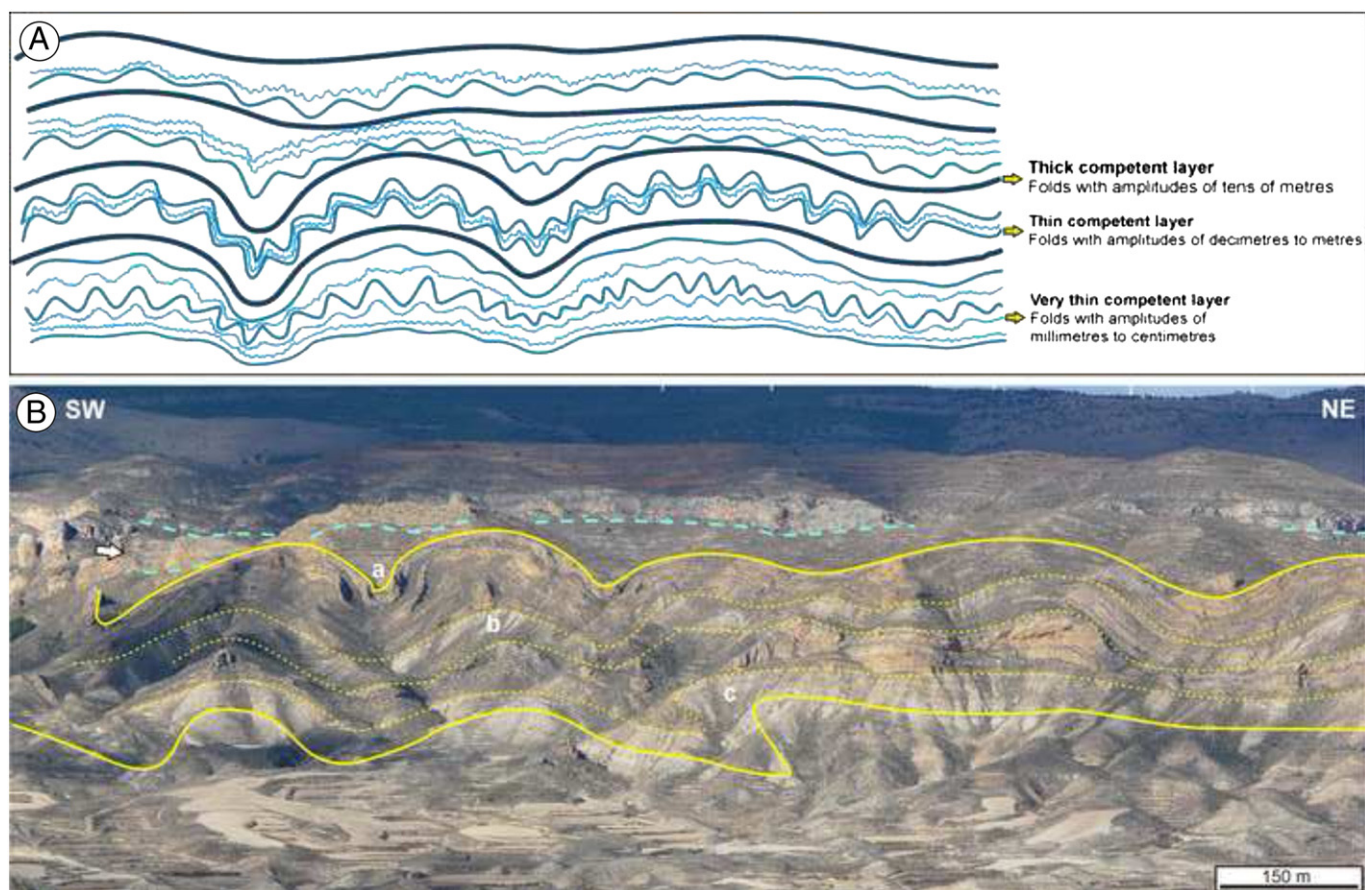


Fig. 13. (A) Schematic diagram of the polyharmonic folding developed in the lower part of the Oncala Group in the eastern area of the basin (cf. panel B). The larger-scale folds with amplitudes of tens of metres contain parasitic folds with amplitudes of decimetres to metres, which in turn include folds with amplitudes of millimetres to centimetres. The upper part of the represented multilayer sequence does not display folds with amplitudes of tens of metres but it shows folds with amplitudes of decimetres to metres containing parasitic folds of millimetres to centimetres. (B) Southwest–Northeast panoramic photograph of large-scale folds with amplitudes of tens of metres (see Fig. 2 for location). The uppermost layers in the photo are apparently undeformed in this view, but they contain folds with amplitudes of decimetres to metres and parasitic folds with amplitudes of millimetres to centimetres (see panel A for schematic diagram). The yellow lines indicate key beds deformed by folds with amplitudes of tens of metres; the blue lines indicate key beds not affected by folding with amplitudes of tens of metres. A satellite image of this area is shown in Fig. 14, in which the same key beds and letters (a, b, c) are marked to make easier the comparison of both figures. The arrow points to the stratigraphic level that corresponds laterally to the one marked in Fig. 4A.

matrix, which commonly is brought together with the clasts (e.g. Payros et al., 1999; Flügel, 2010, and references therein). In contrast, the fragments and matrix of the studied carbonate breccias derive from in situ brecciation of the carbonate-evaporitic deposits, as suggests the gradual lateral change to unbrecciated layers of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (Figs. 8B, 9A). Moreover, slump breccias may show primary sedimentary structures, such as normal or inverse grading (e.g. Peryt and Kasprzyk, 1992; Payros et al., 1999; Flügel, 2010), which are absent in the Oncala Group.

8.2.3. Tectonic sulphate-flow breccia

The evidence of a post-depositional origin for the deformation structures and their strong geometrical relationships with the regional tectonic structures (similar NW–SE trends; Figs. 2, 14) suggest that they formed during deformation related to the tectonic uplift of the Cameros Basin during the Alpine Orogeny (see Casas-Sainz and Simón-Gómez, 1992; Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995). As previously discussed, the carbonate-evaporitic deposits of the Oncala Group were composed of alternating layers of carbonate mudstone and anhydrite during burial, which have different rheological behaviours. Experimental studies demonstrate that under differential stress fine-grained anhydrite begins to flow readily at 150–180 °C, at strain rates of 10^{-14} s^{-1} (Müller and Briegel, 1978; Müller et al., 1981; Schreiber and Helman, 2005), and field observations suggest that anhydrite flow may begin at temperatures as low as 80 °C, at strain rates of $1.8\text{--}13 \times 10^{-13} \text{ s}^{-1}$ (Jordan

and Nüesch, 1989). Limestone and dolostone beds, in contrast, respond in a brittle manner at those temperatures. They start to deform by plastic flow at temperatures above 350 °C approximately, at strain rates of 10^{-12} s^{-1} (Müller and Briegel, 1978; Helman and Schreiber, 1985; De Bresser et al., 2002). Thus, considering that the carbonate–sulphate deposits of the Oncala Group reached temperatures of at least $\approx 225 \text{ °C}$ (Alonso-Azcárate et al., 2001, 2006), the anhydrite layers probably flowed during the tectonic deformation associated with the inversion of the basin, while the interbedded carbonates responded in a brittle manner. As a consequence, the carbonate layers broke into prismatic fragments and were rotated and displaced as the anhydrite groundmass flowed. The final result of this process was the formation of a breccia made up of angular carbonate fragments floating within an anhydrite groundmass.

The different degrees of fragment disruption in the breccias of the Oncala Group, varying from very slight displacement to chaotic arrangement (Figs. 8, 9, 10, 11), are probably related with different proportion of sulphate versus carbonate in the original deposits. Moreover, these factors likely controlled which carbonate–evaporitic layers were brecciated and which ones were not. Accordingly, the brecciated layers commonly correspond to stratigraphic levels with large proportion of evaporites relative to carbonate deposits (Figs. 7, 10C, 11A, E), and the larger amount of breccias towards the northeastern area of the basin is probably related with the larger amount of evaporitic deposits in that area (Fig. 4B). Similarly, the lower part of the Oncala Group that comprised larger proportion of evaporitic deposits, i.e. the Aguilar del

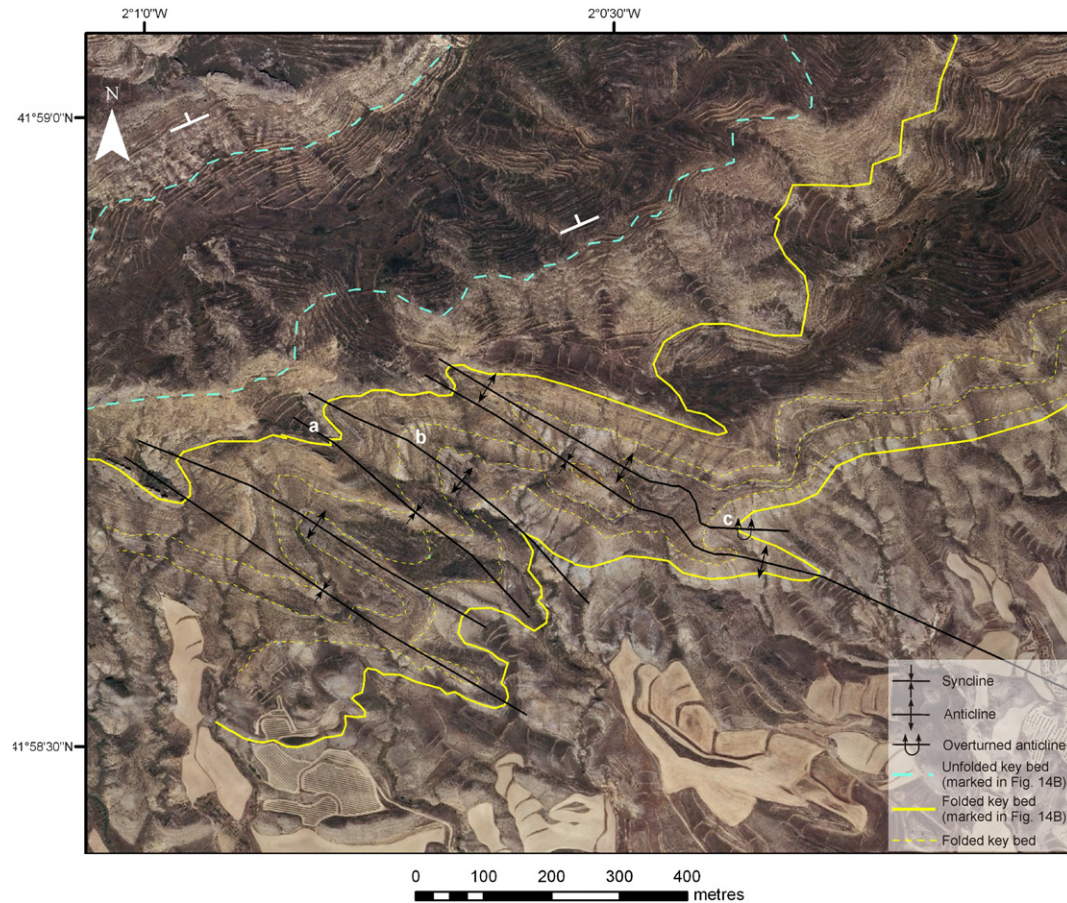


Fig. 14. Satellite image of intensely deformed deposits of the Aguilar del Río Alhama Formation that show folds with amplitudes of tens of metres trending approximately NW–SE. These structures are aligned with a major, NW–SE trending, syncline in the region (see Fig. 2 for location). Note that the deformation is more intense in the lower layers (yellow lines), while the overlying layers (dashed blue lines) do not show large-scale deformation. A panoramic photograph of this area is shown in Fig. 13B. Letters a, b and c are located in the same places than those of Fig. 13B to allow comparison.

Río Alhama Formation, contains larger amounts of breccias than the upper part of the succession, i.e. the Valdeprado Formation (Figs. 3, 4B), which contained comparatively lower amounts of evaporites. The larger amount of evaporitic deposits probably favoured absorption of much of the deformation that took place in the eastern area of the Cameros Basin during the Alpine inversion (see Casas-Sainz and Simón-Gómez, 1992; Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995) by the Aguilar del Río Alhama Formation (Figs. 2, 13B, 14).

The polyharmonic folding that display abundant carbonate breccias (Figs. 9A, 10, 13, 14, 15A–D) is probably caused by compression of carbonate competent layers of different thicknesses embedded in less competent anhydrite (Fig. 13A), as each competent layer is likely to induce its own characteristic wavelength and amplitude (dependant on the thickness of the layer) into the overall fold pattern (cf. Ramsay and Huber, 1987). The less abundant carbonate breccias that show sharp lower and upper contacts (Figs. 8D, 9B) are probably caused by deformation of few layers containing large proportion of sulphates, underlain and overlain by layers with smaller proportion of sulphates. The large sulphate content of these layers caused them to flow easily under stress and act as shear zones, whereas the underlying and overlying layers remained relatively undeformed.

The preservation of uncalcitised deposits in the lower part of the succession in the easternmost area of the Oncala Group (Figs. 2, 3, 12, 15E–G) provides an excellent opportunity to verify the proposed tectonic sulphate-flow brecciation model. The presence of an alternation of layers of carbonate and gypsum in the easternmost area of the Oncala Group, which display similar features to the calcitised deposits of the rest of the Oncala Group (including intense deformation structures,

Fig. 15E, G), confirms that the breccias were not the result of evaporite-solution collapse processes. Furthermore, the presence of breccias made up of carbonate fragments floating in a sulphate ground-mass (now composed of gypsum) and their close relationship with deformation structures in this uncalcitised area of the Oncala Group (Figs. 12C, D, 15F) support that brecciation was caused by tectonically-driven flow of ductile sulphate layers and associated fracturing of brittle carbonate interbeds.

The replacement of anhydrite by quartz and calcite (see Section 8.1 above) is interpreted to postdate the deformation of the carbonate-sulphate deposits, which permitted tectonic sulphate flow. Therefore, the current composition of the breccias of the Oncala Group was caused by the anhydrite replacement reactions that postdate carbonate brecciation, which were firstly minor replacement by quartz crystals, and secondly pervasive calcitisation in most of the studied area or conversion into secondary gypsum in the easternmost area of the Oncala Group.

Comparable brecciation processes have been described from décollement horizons related to thrust faults by Passeri (1975), Helman and Schreiber (1985), Rouchy et al. (1987), Jordan and Nüesch (1989), Lugli (2001), and Schreiber and Helman (2005). The readiness of evaporites to flow makes evaporitic units especially favourable to act as décollement zones in thin-skinned fold and thrust belts (Davis and Engelder, 1985; Letouzey et al., 1995), such as the European Jura (Laubscher, 1961; Jordan and Nüesch, 1989), Tuscan Nappe in Northern Apennines (Carmignani and Kligfield, 1990), Dinant Nappe thrust front in Belgium and northern France (Laumondais et al., 1984; Rouchy et al., 1987), or Southeastern Pyrenean thrust front (Sans and Vergés, 1995). In those cases in which the evaporitic décollement horizon contains

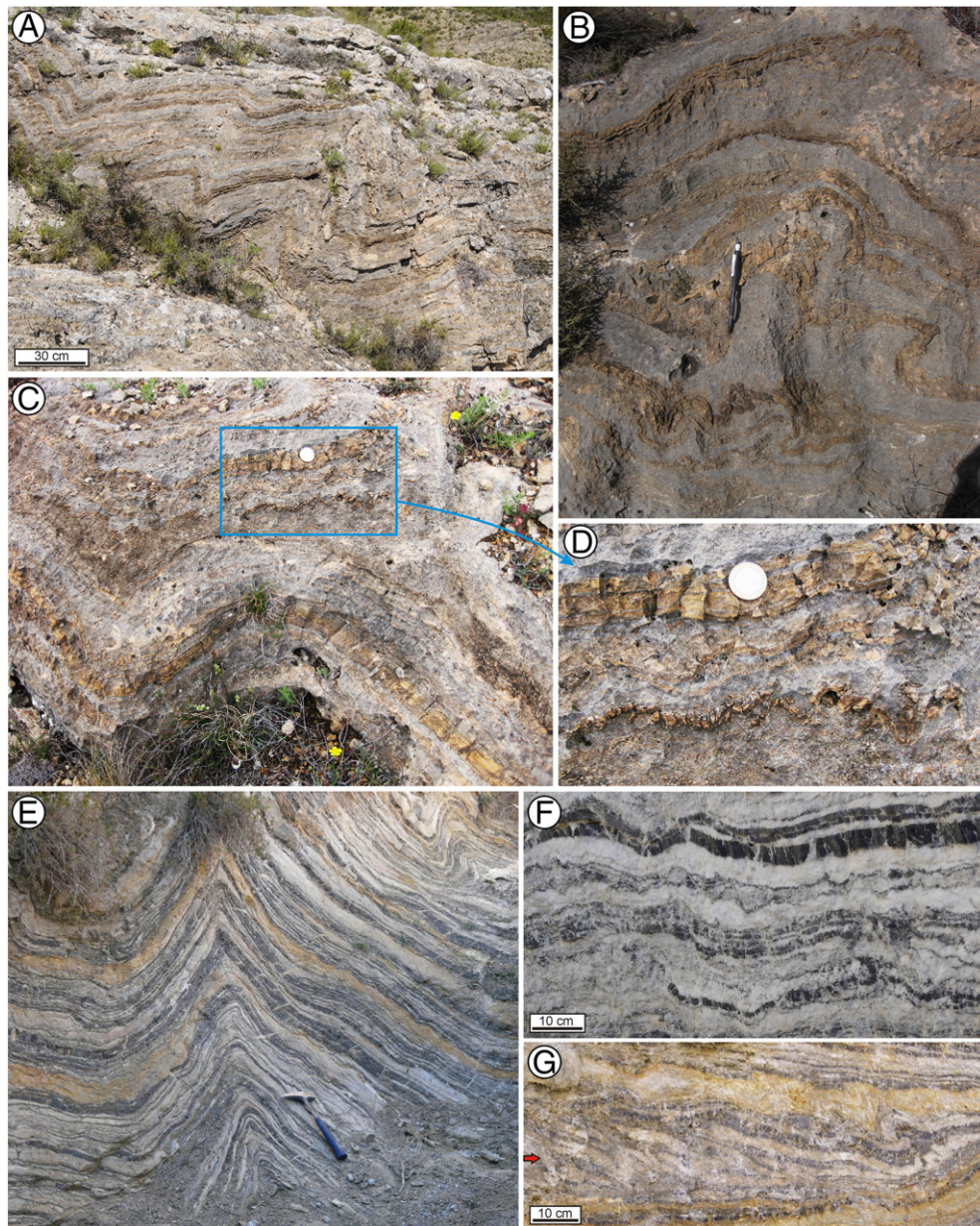


Fig. 15. Field photographs of deformation structures affecting (A–D) the alternation of layers of carbonate mudstone (ochre colour) and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (grey colour), and (E–G) the alternation of layers of dolomudstone (dark colour) and gypsum (light colour) of the lower part of the Oncala Group in the easternmost area of the Cameros Basin (stratigraphic section of Cervera, Figs. 2, 3). (A) Folds with amplitudes of decimetres in the stratigraphic level are indicated with an arrow in Figs. 4A and 13B. (B) Folds with amplitudes of centimetres in the stratigraphic level are indicated with an arrow in Figs. 4A and 13B. (C) Polyharmonic folds causing brecciation and slight displacement of the carbonate mudstone layers. Coin is 23 mm in diameter. (D) Detail of centimetre-scale folds shown in panel C. Note the brecciation of the carbonate mudstone layers. Coin is 23 mm in diameter. (E) Intensely deformed multi layered sequence of alternating dolostone and gypsum. Hammer for scale in the lower part of the photograph. (F) Field photograph of alternating layers of dolostone and gypsum deformed by folds with amplitudes of few centimetres. Folded dolostone layers are fragmented into centimetre-size rectangular prisms. (G) Interstratal overturned folds deforming few layers of dolostone and gypsum (arrow). Note that the underlying and overlying strata are undeformed.

carbonate interbeds, these carbonate layers are fractured and displaced, resulting in a carbonate–sulphate breccia similar to that of the Oncala Group. Nevertheless, the carbonate breccias of the Oncala Group present several differences with the breccias in the aforementioned literature. First of all, the studied breccias were not related to a thrust zone, but they were developed in a regional tectonic setting characterised by large-scale folds (Gil-Imaz et al., 1990; Gil-Imaz and Pocoví, 1991, 1994). Secondly, the breccias of the Oncala Group show a more complex diagenetic evolution since their sulphate matrix was replaced by quartz and calcite, whereas the breccias in the literature preserved their carbonate–sulphate composition. The absence of preserved evaporites within the studied breccias makes their interpretation more difficult, as the presence of a former ductile lithology is not evident. As a result,

the Oncala Group provides a unique example of carbonate breccias caused by the combination of tectonically-driven sulphate-flow carbonate brecciation and subsequent replacement of sulphate by calcite and minor quartz.

9. Concluding remarks: brecciation model and criteria for recognition

Carbonate breccias of the Oncala Group were formed as the result of tectonic deformation of alternating brittle carbonate layers and ductile sulphate layers, related to alpine folding of the eastern Cameros Basin. The brecciated beds consisted originally of an alternation of layers of carbonate mudstone and gypsum, which converted to anhydrite during

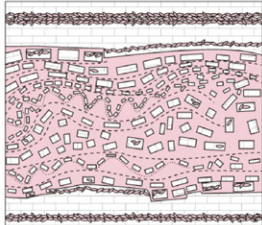
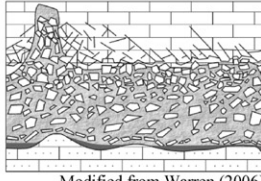
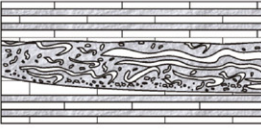
	Tectonic sulphate-flow breccia	Evaporite-solution collapse breccia	Slump breccia
	<p>Tectonic deformation of alternating brittle carbonate layers and ductile sulphate layers</p> 	<p>Collapse of beds subsequent to the removal of soluble evaporites</p>  <p>Modified from Warren (2006)</p>	<p>Downslope transport of sediments</p> 
Stratification and organization of fragments	Stratigraphic order of the former intra-evaporite beds is commonly preserved	Stratigraphic order of the former intra-evaporite beds is commonly preserved	Significant internal distortion of the bedding
	Fragments vary from slightly displaced to chaotic	Displacement of fragments decreases upwards	Common normal or inverse grading
Boundaries and relationship to adjacent rocks	Mostly irregular lower and upper contacts, and gradual lateral change to unbrecciated layers of similar composition	Sharp, planar, continuous lower contact, and gradational upper contact	Sharp lower and upper contacts that truncate the structures underneath
Related lithologies	(Vanished) evaporites	(Vanished) evaporites	Fine-grained sediments
Relationship with deformation structures	Close relationship with deformed deposits. Folds within the breccias	Deformation occurs only when solution takes place in unconsolidated sediments. Elongated conical zones of sinking	(Overturned and recumbent) folds, boudins, microfaults, internal shear surfaces and faults within slump beds. Upper extensional zone and downslope contractional zone indicating lateral mass movement
	Deformation related with regional tectonic structures.	Deformation unrelated with regional tectonic structures, but caused by vertical pressure	Deformation unrelated with regional tectonic structures
	Thickness of deformed sequences independent from depositional depth		Thickness of deformed sequences smaller than depositional depth
Fragments	Angular (rectangular prisms)	Angular or subangular	All degrees of roundness
	Derived from layers interbedded with evaporites	Derived from layers overlying or interbedded with evaporites	Mixture of material transported from adjacent areas
Matrix	(Replaced) evaporites	Cements and/or fine-grained matrix resulting from internal brecciation of coarser fragments	Fine-grained sedimentary matrix, commonly brought together with the clasts
Fabric	Mostly matrix-supported	Clast- or matrix-supported	Usually clast-supported
		Clast support increases upwards	
Sedimentary structures	None	None	Burrows, dewatering structures and/or sand volcanoes at the top
Other features		Footwall surface covered by insoluble residues	

Fig. 16. Characteristic features of tectonic sulphate-flow breccias (based on the breccias of the Oncala Group studied in this work) and comparison with evaporite-solution collapse breccias (based mainly on Warren, 2006; Flügel, 2010) and slump breccias (based mainly on Woodcock, 1976; Martinsen, 1994; Flügel, 2010), which share some features with the studied breccias.

burial. During the Alpine tectonic deformation of the Cameros Basin anhydrite layers flowed, and carbonate layers were broken and displaced, forming a breccia of prismatic carbonate fragments floating in an anhydrite groundmass. Afterwards, the anhydrite was replaced by quartz and calcite.

The abundance of alternating carbonate and sulphate deposits in sedimentary successions and the readiness of sulphates to flow under differential stress during burial suggest that similar tectonic sulphate-flow breccias might be common in the geological record. Based on the characteristics of the carbonate breccias of the Oncala Group, useful criteria for identification of similar breccias in the sedimentary record are: 1) evidence of evaporitic layers, which may have been subsequently replaced by non-evaporitic minerals, interbedded with carbonate layers in the original deposits; 2) intraformational origin of the breccia fragments; 3) breccia matrix composed of evaporites, which may have

been replaced afterwards; 4) matrix-supported fabric; 5) non-gradational vertical distribution of fabrics; and 6) evidence of structural deformation related with the regional tectonic trends.

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2014.07.006>.

Acknowledgements

This work was funded by the Spanish DIGICYT project CGL2011-22709, the “Sedimentary Basin Analysis” (UCM-CM 910429) Research Group of the Complutense University of Madrid-Madrid Community and a Spanish Department of Education FPU scholarship (AP2008-00070). The authors would like to thank two anonymous reviewers for their constructive revisions. We are also grateful to B.C. Schreiber for the scientific discussion, her encouragement to write this article

and recommendation of useful bibliography, and to A. Jiménez-Díaz and J. Alonso for their help with some terminology on structural geology. We also thank the staff of the Department of Stratigraphy and the Laboratory of Geological Techniques of the Complutense University of Madrid for their technical support.

References

- Alonso-Azcárate, J., Barrenechea, J.F., Rodas, M., Mas, R., 1995. Comparative study of the transition between very low grade metamorphism and low grade metamorphism in siliciclastic and carbonate sediments. Early Cretaceous, Cameros Basin (North Spain). *Clay Minerals* 30, 407–419.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, S.H., Raiswell, R., Velasco, F., Mas, R., 1999. Pathways and distances of fluid flow during low grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. *Journal of Metamorphic Geology* 17, 339–348.
- Alonso-Azcárate, J., Bottrell, S.H., Trilla, J., 2001. Sulfur redox reactions and formation of native sulfur veins during low grade metamorphism of gypsum evaporites, Cameros Basin (NE Spain). *Chemical Geology* 174, 389–402.
- Alonso-Azcárate, J., Bottrell, S.H., Mas, J.R., 2006. Synsedimentary versus metamorphic control of S, O and Sr isotopic compositions in gypsum evaporites from the Cameros Basin, Spain. *Chemical Geology* 234, 46–57.
- Álvarez, M., Capote, R., Vegas, R., 1979. Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geologica Hispánica* 14, 172–177.
- Beales, F.W., Oldershaw, A.E., 1969. Evaporite-solution brecciation and Devonian carbonate reservoir porosity in Western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 53, 503–512.
- Blount, D.N., Moore Jr., C.H., 1969. Depositional and non-depositional carbonate breccias, Chiantla quadrangle, Guatemala. *Geological Society of America Bulletin* 80, 429–442.
- Byrne, T., 1994. Sediment deformation, dewatering and diagenesis: illustrations from selected mélange zones. In: Maltman, A. (Ed.), *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, pp. 239–260.
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences* 51, 193–205.
- Carmignani, L., Kligfield, R., 1990. Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex. *Tectonics* 9, 1275–1303.
- Casas-Sainz, A.M., Simón-Gómez, J.L., 1992. Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology* 14, 521–530.
- Ciarapica, G., Passeri, L., Schreiber, C.B., 1985. Una proposta di classificazione delle evaporiti solfatiche. *Geologica Romana* 24, 219–232.
- Cossey, S.P.J., 2011. Mass-transport deposits in the upper Paleocene Chicontepec Formation, Mexico. In: Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. 96. SEPM Special Publication, pp. 269–277.
- Davis, D.M., Engelder, T., 1985. The role of salt in fold-and-thrust belts. *Tectonophysics* 119, 67–88.
- De Bresser, J.H.P., Evans, B., Renner, J., 2002. On estimating the strength of calcite rocks under natural conditions. In: De Meer, S., Drury, M.R., De Bresser, J.H.P., Pennock, G. M. (Eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: Current Status and Future Perspectives*. Geological Society, London, Special Publication. 200, pp. 309–329.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 491–505.
- Dozet, S., 1996. Ambrus beds – important key for interpretation of Neocomian paleogeography, sea-level changes, depositional setting and tectonics in Suha Krajina Area (Slovenia). *Geologija* 39, 119–131.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geology, Memoir. 1, pp. 108–121.
- Eliassen, A., Talbot, M.R., 2005. Solution-collapse breccias of the Minkinfjellet and Wordiekammen Formations, Central Spitsbergen, Svalbard: a large gypsum palaeokarst system. *Sedimentology* 52, 775–794.
- Flügel, E., 2010. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Heidelberg.
- Gil-Imaz, A., Pocoví, A., 1991. Aplicación del método Rf/Ø al análisis de la deformación finita de los materiales wealdenses de Ágreda (Soria). *Geogaceta* 9, 27–30.
- Gil-Imaz, A., Pocoví, A., 1994. La esquistosidad alpina del extremo NW de la Cadena Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo): Distribución, génesis y significado tectónico. *Revista Sociedad Geológica de España* 7, 91–112.
- Gil-Imaz, A., Alba, J., Pocoví, A., 1990. Algunos aspectos de la deformación continua de los materiales mesozoicos del borde noroccidental de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa): esquistosidad y microestructuras asociadas. *Geogaceta* 8, 28–30.
- Gómez-Fernández, J.C., 1992. Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica. Complutense University of Madrid, Spain, (Ph.D. Thesis).
- Gómez-Fernández, J.C., Meléndez, N., 1994a. Climatic control on Lower Cretaceous sedimentation in a playa-lake system of a tectonically active basin (Huérteles Alloformation, Eastern Cameros Basin, North-Central Spain). *Journal of Paleolimnology* 11, 91–107.
- Gómez-Fernández, J.C., Meléndez, N., 1994b. Estratigrafía de la “Cuenca de los Cameros” (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 7, 121–139.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R.H., Mas, R., Arribas, J., 2011. Criteria for recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, Northern Spain. *International Journal of Earth Sciences: Geologische Rundschau* 100, 1811–1826.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R.H., Mas, R., Arribas, J., 2012. Easily altered minerals and reequilibrated fluid inclusions provide extensive records of fluid and thermal history: gypsum pseudomorphs of the Tera Group, Tithonian–Berriasian, Cameros Basin. *Central European Journal of Geosciences* 4, 246–260.
- Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C., 2010. OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco.
- Guimerà, J., Alonso, A., Mas, R., 1995. Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros Basin (N Spain). In: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (Eds.), *Basin Inversion*. Geological Society, London, Special Publication. 88, pp. 433–453.
- Helman, M.L., Schreiber, B.C., 1985. Permian evaporite deposits of the Italian Alps (Dolomites): the development of unusual and significant fabrics. In: Schreiber, B.C., Harner, L. (Eds.), *Sixth International Symposium on Salt*. vol. 1. Salt Institute, Alexandria, Virginia, pp. 57–66.
- Hoffman, P.F., Calver, C.R., Halverson, G.P., 2009. Cottons Breccia of King Island, Tasmania: glacial or non-glacial, Cryogenian or Ediacaran? *Precambrian Research* 172, 311–322.
- Holliday, D.W., 1970. The petrology of secondary gypsum rocks: a review. *Journal of Sedimentary Petrology* 40, 734–744.
- Jauzein, A., 1974. Les données sur le système CaSO₄, H₂O et leurs implications géologiques. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 2 (16), 151–159.
- Jordan, P., Nüesch, R., 1989. Deformation structures in the Muschelkalk anhydrites of the Schafisheim Well (Jura overthrust, northern Switzerland). *Eclogae Geologicae Helveticae* 82, 429–454.
- Jowett, E.C., Cathles III, L.M., Davis, B.W., 1993. Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77, 402–413.
- Kendall, A.C., 1992. Evaporites. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, pp. 375–409.
- King, P.R., Ilg, B.R., Arnot, M.A., Browne, G.H., Strachan, L.J., Crundwell, M., Helle, K., 2011. Outcrop and seismic examples of mass-transport deposits from a Late Miocene deep-water succession, Taranaki Basin, New Zealand. In: Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. 96. SEPM Special Publication, pp. 311–348.
- Laubscher, H.P., 1961. Die Fernschubhypothese del Juraufaltung. *Eclogae Geologicae Helveticae* 54, 221–281.
- Laumondais, A., Rouchy, J.M., Groessens, E., 1984. Importance des formations anhydritiques dinantiennes pour l'interprétation paléogéographique et structurale du domaine varisque d'Europe septentrional. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 298, 411–414.
- Letouzey, J., Colletta, B., Vially, R., Chermette, J.C., 1995. Evolution of salt-related structures in compressional settings. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (Eds.), *Salt Tectonics: A Global Perspective*. AAPG Memoir. 65, pp. 41–60.
- Loucks, R.G., Mescher, P.K., McMechan, G.A., 2004. Three-dimensional architecture of a coalesced, collapsed paleocave system in the Lower Ordovician Ellenburger Group, central Texas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88, 545–564.
- Lugli, S., 2001. Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia valley (Upper Triassic, Northern Apennines), clues from gypsum–anhydrite transitions and carbonate metasomatism. *Sedimentary Geology* 140, 107–122.
- MacDonald, G.J.F., 1953. Anhydrite–gypsum equilibrium relations. *American Journal of Science* 251, 884–898.
- Magee, J.W., 1991. Late Quaternary lacustrine, groundwater, aeolian and pedogenic gypsum in the Prungle Lakes, southeastern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 84, 3–42.
- Mantilla-Figueroa, L.C., Casquet, C., Galindo, C., Mas, J.R., 2002. El metamorfismo hidrotermal cretácico y paleógeno en la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, España). *Zubía* 14, 143–154.
- Martinsen, O., 1994. Mass movements. In: Maltman, A. (Ed.), *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, pp. 127–165.
- Mas, R., Alonso, A., Guimerà, J., 1993. Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja- Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 6, 129–144.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A., Alonso-Azcárate, J., 2002. La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria – implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubía* 14, 9–64.
- Mas, R., García, A., Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Arenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Segura, M., 2004. Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. In: Vera, J.A. (Ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 503–510.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Alonso, A., Arribas, M.E., Lohmann, K.C., González-Acebrón, L., Hernán, J., Quijada, E., Suarez, P., Omodeo, S., 2011. Evolution of an intra-plate rift basin: the Latest Jurassic–Early Cretaceous Cameros Basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain). In: Arenas, C., Pomar, L., Colombo, F. (Eds.), *Post-Meeting Field trips 28th IAS Meeting, Zaragoza*. Geo-guías. 8, pp. 117–154.
- Mata, M.P., Casas, A.M., Canals, A., Gil, A., Pocoví, A., 2001. Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. *Basin Research* 13, 91–111.
- McWhae, J.R.H., 1953. The Carboniferous breccias of Billefjorden, Vestspitsbergen. *Geological Magazine* 90, 287–298.
- Meléndez, N., Gómez-Fernández, J.C., 2000. Continental deposits of the eastern Cameros Basin (Northern Spain) during Tithonian–Berriasian time. In: Gierlowski-Kordesch,

- E.H., Kelts, K.R. (Eds.), *Lake Basins Through Space and Time*. AAPG Studies in Geology, 6, pp. 263–278.
- Middleton, G.V., 1961. Evaporite solution breccias from the Mississippian of southwest Montana. *Journal of Sedimentary Petrology* 31, 189–195.
- Moretti, M., Owen, G., Tropeano, M., 2011. Soft-sediment deformation induced by sinkhole activity in shallow marine environments: a fossil example in the Apulian Foreland (Southern Italy). *Sedimentary Geology* 235, 331–342.
- Müller, W.H., Briegel, U., 1978. The rheological behaviour of polycrystalline anhydrite. *Eclogae Geologicae Helveticae* 71, 397–407.
- Müller, W.H., Schmid, S.M., Briegel, U., 1981. Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain sizes: rheology and microfabric. *Tectonophysics* 78, 527–543.
- Norton, W.H., 1917. A classification of breccias. *Journal of Geology* 25, 160–194.
- Omodeo-Salè, S., Guimerà, J., Arribas, J., Mas, R., 2014. Tectono-stratigraphic evolution of an inverted extensional basin: the Cameros Basin (North of Spain). *International Journal of Earth Sciences* <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-014-1026-5>.
- Ortí, F., 2010. Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica. In: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología Del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, pp. 675–769.
- Papaioanou, F.P., Carotsieris, Z., 1993. Dolomitization patterns in Jurassic–Cretaceous dissolution-collapse breccias of Mainalon Mountain. *Carbonates and Evaporites* 8, 9–22.
- Passeri, L., 1975. L'ambiente deposizionale della formazione evaporitica nel quadro della paleogeografia del norico Tosco-Umbro-Marchigiano. *Bollettino della Società Geologica Italiana* 94, 231–268.
- Payros, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., 1999. The South Pyrenean Eocene carbonate megabreccias revisited: new interpretation based on evidence from the Pamplona Basin. *Sedimentary Geology* 125, 165–194.
- Peryt, T.M., Kasprzyk, A., 1992. Earthquake-induced resedimentation in the Badenian (middle Miocene) gypsum of southern Poland. *Sedimentology* 39, 235–249.
- Pierre, C., Rouchy, J.M., 1988. Carbonate replacements after sulfate evaporites in the middle Miocene of Egypt. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 446–456.
- Posamentier, H.W., Martinsen, O.J., 2011. The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. In: Shipp, R.C., Weimer, P., Posamentier, H.W. (Eds.), *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. 96. SEPM Special Publication, pp. 7–38.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R., 2013a. Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Cameros Basin, northern Spain). *Journal of Sedimentary Research* 83, 241–257.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R., 2013b. New insights on stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times. *Journal of Iberian Geology* 39, 313–334.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R., 2014. Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain). In: Tessier, B., Reynaud, J.Y. (Eds.), *International Association of Sedimentologists Special Publication 48* (in press).
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London.
- Richter, D.K., Füchtbauer, H., 1981. Merkmale und Genese von Breccien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 132, 451–501.
- Rouchy, J.M., Laumondais, A., Groessens, E., 1987. The lower Carboniferous (Visean) evaporites in northern France and Belgium: depositional, diagenetic and deformational guides to reconstruct a disrupted evaporitic basin. In: Peryt, T.M. (Ed.), *Evaporite Basins. Lecture Notes in Earth Sciences*. 13, pp. 31–67.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A., 2001. Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H., Crasquin-Soleau, S. (Eds.), *Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle. 186, pp. 145–185.
- Salomon, J., 1982. El Cretácico inferior de Cameros-Castilla. In: García, A. (Ed.), *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, pp. 345–387.
- Sans, M., Vergés, J., 1995. Fold development related to contractional salt tectonics: south-eastern Pyrenean thrust front, Spain. In: Jackson, M.P.A., Roberts, D.G., Snelson, S. (Eds.), *Salt Tectonics: A Global Perspective*. AAPG Memoir. 65, pp. 369–378.
- Schreiber, B.C., Helman, M.L., 2005. Criteria for distinguishing primary evaporite features from deformation features in sulphate evaporites. *Journal of Sedimentary Research* 75, 525–533.
- Schudack, U., Schudack, M., 2009. Ostracod biostratigraphy in the Lower Cretaceous of the Iberian chain (eastern Spain). *Journal of Iberian Geology* 35, 141–168.
- Shearman, D.J., 1983. Syndepositional and Late Diagenetic Alteration of Primary gypsum to Anhydrite. In: Schreiber, B.C., Harner, L. (Eds.), *Sixth International Symposium on Salt*. vol. 1. Salt Institute, Alexandria, Virginia, pp. 41–55.
- Spalluto, L., Moretti, M., Festa, V., Tropeano, M., 2007. Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sedimentary Geology* 196, 81–98.
- Stanton Jr., R.J., 1966. The solution brecciation process. *Geological Society of America Bulletin* 77, 843–848.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G., Collinson, J.D., 1996. Deep seas. In: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, pp. 395–453.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R., 2013. Eustatic versus tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). *Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia*. *Journal of Iberian Geology* 39, 285–312.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R., Merinero, R., Riding, R., 2014a. Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. *Sedimentary Geology* 300, 11–27.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R., 2014b. Do stromatolites need tides to trap ooids? Insights from oolitic stromatolites of a Cretaceous system of coastal-wetlands. In: Tessier, B., Reynaud, J.Y. (Eds.), *International Association of Sedimentologists Special Publication 48* (in press).
- Swennen, R., Vaene, W., Cornelissen, C., 1990. Petrography and geochemistry of the Belle Roche breccia (lower Visean, Belgium): evidence for brecciation by evaporite dissolution. *Sedimentology* 37, 859–878.
- Tucker, M.E., 2011. *Sedimentary Rocks in the Field: A Practical Guide*. Wiley-Blackwell, Chichester.
- Vegas, R., Banda, E., 1982. Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences* 4, 320–343.
- Vlahovic, I., Mandic, O., Mrinjek, E., Bergant, S., Cosovic, V., de Leeuw, A., Enos, P., Hrvatovic, H., Maticec, D., Miksa, G., Nemec, W., Pavelic, D., Pencinger, V., Velic, I., Vranjkovic, A., 2012. Marine to continental depositional systems of Outer Dinarides foreland and intra-montane basins (Eocene–Miocene, Croatia and Bosnia and Herzegovina). *Journal of Alpine Geology* 54, 405–470.
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin.
- Woodcock, N.H., 1976. Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales. *Journal of the Geological Society of London* 132, 399–415.

Supplementary data. Table 1. Attitude of the axial planes of the decimetre to metre-scale folds within the deposits of the Oncala Group.

UTM coordinates of the measurement site (ETRS 1989)	Strike	Dip
580406, 4647540	N130°E	24°SW
	N128°E	72°SW
	N122°E	60°SW
	N130°E	16°SW
	N146°E	22°SW
	N138°E	70°NE
	N144°E	16°SW
	N120°E	24°SW
	N128°E	18°SW
	N114°E	26°SW
580423, 4647611	N140°E	58°NE
	N150°E	86°SW
	N156°E	70°SW
	N188°E	34°W
	N168°E	70°SW
	N140°E	30°SW
	N158°E	74°SW
	N148°E	54°SW
	N142°E	48°SW
	N147°E	50°SW
	N140°E	50°SW
	N157°E	40°SW
	N164°E	58°SW
	N142°E	67°SW
580774, 4647698	N155°E	65°SW
	N136°E	86°SW
	N160°E	52°SW
	N132°E	72°SW
	N136°E	90°
	N146°E	60°SW
	N138°E	72°SW
	N153°E	80°SW
	N143°E	74°SW
	N112°E	85°SW
	N110°E	86°SW
	N145°E	90°
	N100°E	46°N
	N107°E	90°
	N132°E	80°SW
	N124°E	90°
	N172°E	84°W
	N136°E	50°SW
	N138°E	78°SW
	N161°E	82°SW
	N154°E	78°SW
	N130°E	52°SW
	N144°E	76°SW
	N136°E	68°SW
	N142°E	72°SW
	N144°E	84°SW
	N138°E	88°SW

	N148°E	70°SW
	N146°E	80°SW
	N100°E	92°W
	N150°E	80°SW
	N180°E	48°W
	N150°E	80°SW
	N108°E	90°
	N128°E	88°SW
	N134°E	88°SW
	N140°E	68°SW
	N128°E	78°SW
	N142°E	60°SW
	N118°E	48°SW
	N132°E	56°SW
	N134°E	68°SW
584681, 4651464	N6°E	78°W
	N160°E	60°NE
	N172°E	90°
	N176°E	24°W
	N164°E	80°NE
	N40°E	82°NW
	N176°E	66°E
	N24°E	84°NE
	N165°E	52°NE
	N170°E	82°E
585167, 4647883	N140°E	66°NE
	N120°E	70°SW
	N118°E	60°NE
	N172°E	66°W
	N113°E	80°SW
	N130°E	70°NE
	N131°E	46°NE
	N140°E	88°NE
	N128°E	82°NE
	N149°E	80°NE
585722, 4644334	N136°E	64°SW
	N128°E	50°SW
	N128°E	50°SW
	N136°E	64°SW
	N138°E	70°SW
	N138°E	70°SW
	N138°E	70°SW
	N126°E	82°SW
	N140°E	65°SW
	N98°E	74°N
	N128°E	68°SW
	N152°E	58°SW
	N138°E	78°SW

Supplementary data. Table 2. Measurements of the bedding within the Pégado anticline, and calculated attitude of the axial plane of the fold.

UTM coordinates of the measurement sites (ETRS 1989)	Strike	Dip
580897, 4639987	N172°E	32°W
580791, 4640386	N180°E	30°W
580966, 4641452	N6°E	34°W
580944, 4642026	N170°E	42°W
	N160°E	32°SW
580880, 4642803	N160°E	22°SW
	N154°E	20°SW
580307, 4643510	N2°E	24°W
580415, 4644120	N4°E	32°W
580665, 4644549	N70°E	36°NW
580580, 4644805	N66°E	30°NW
580892, 4645120	N72°E	32°NW
581420, 4645394	N102°E	42°N
581746, 4645569	N106°E	26°N
581759, 4645649	N100°E	40°N
582116, 4645959	N92°E	46°N
582116, 4646020	N104°E	42°N
582376, 4646108	N100°E	44°N
582734, 4646311	N109°E	44°NE
583495, 4645842	N110°E	55°NE
584181, 4645639	N118°E	38°NE
584192, 4645283	N120°E	50°NE
	N132°E	40°NE
585638, 4644781	N134°E	18°NE
585722, 4644334	N142°E	42°NE
586089, 4642794	N136°E	48°NE
583807, 4642606	N156°E	55°NE
Calculated attitude of the Pégado anticline	N146°E	72°NE

Supplementary data. Table 3. Measurements of the bedding within the Inestrillas syncline, and calculated attitude of the axial plane of the fold.

UTM coordinates of the measurement sites (ETRS 1989)	Strike	Dip
585638, 4644781	N134°E	18°NE
585722, 4644334	N142°E	42°NE
586089, 4642794	N136°E	48°NE
586087, 4642606	N156°E	55°NE
586475, 4644645	N30°E	25°NW
586563, 4644744	N6°E	52°W
	N170°E	58°W
	N160°E	40°SW
585614, 4646259	N160°E	32°SW
586001, 4646252	N172°E	36°W
586084, 4645986	N156°E	44°SW
Calculated attitude of the Inestrillas syncline	N155°E	80°NE

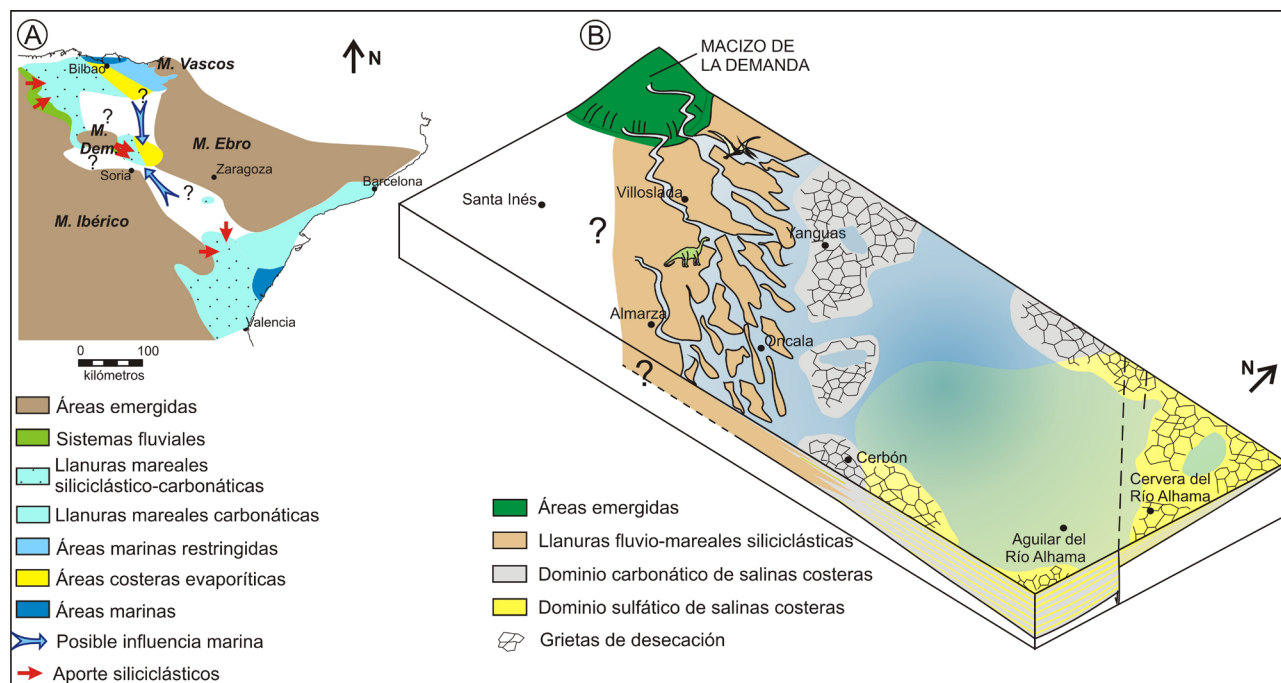
4. Evolución sedimentaria del Grupo Oncala y reconstrucción paleogeográfica del sector oriental de la cuenca de Cameros para el Berriasiense

Las interpretaciones sedimentológicas de los depósitos siliciclásticos y carbonáticos del Grupo Oncala presentadas en los capítulos 4 y 5 de esta tesis tienen importantes implicaciones para las reconstrucciones paleogeográficas del Berriasiense de la cuenca de Cameros y del noreste de Iberia. Las reconstrucciones paleogeográficas realizadas anteriormente para el intervalo de tiempo en el que se sedimentó el Grupo Oncala establecían que el sector oriental de la cuenca de Cameros era un área de sedimentación predominantemente continental ocupada, en la parte inferior de la unidad, por un sistema de *playa-lake*, compuesto por llanuras fangoso-arenosas en la zona occidental que pasan lateralmente a lagos salinos en la zona oriental, y en la parte superior de la unidad, por lagos carbonáticos profundos relacionados lateralmente con ríos meandriiformes (v. apartado 2.3.4.C; Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a, 1994b; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000). Sin embargo, las evidencias presentadas a lo largo de esta tesis sugieren que la influencia marina en el sector oriental de la cuenca de Cameros durante el Berriasiense era mucho mayor de lo previamente interpretado, y ponen de manifiesto la necesidad de modificar las reconstrucciones paleogeográficas de esta región. En este capítulo se describe la evolución espacio-temporal del Grupo Oncala y, basándose en ella, se revisan las subdivisiones litoestratigráficas de este grupo estratigráfico y se proponen algunas modificaciones para ajustar estas subdivisiones a los nuevos datos obtenidos. Por

último, la nueva interpretación sedimentológica de gran parte de los depósitos del Grupo Oncala como formados en ambientes costeros plantea la cuestión de si la influencia marina procedía del norte, del mar Boreal, o del sur, del Tethys. Para tratar de responder esta pregunta en este capítulo se comparan los sedimentos del Grupo Oncala con otras sucesiones berriasienses de cuencas cercanas de la península ibérica que contienen depósitos costeros y marinos, y se buscan evidencias que sugieran una posible conexión de la cuenca de Cameros con dichas cuencas.

4.1. Reconstrucción paleogeográfica del Grupo Oncala

La presencia de las mismas asociaciones de facies a lo largo de decenas de kilómetros, los muy graduales cambios de facies laterales y verticales, y la presencia exclusiva de facies someras en el Grupo Oncala (v. capítulos 2 y 3), indican que el sector oriental de la cuenca de Cameros durante el Berriasiense era un área muy extensa, de bajo gradiente topográfico y poca profundidad. Estas áreas extensas y poco profundas estaban ocupadas en el extremo más occidental de la cuenca por ríos y llanuras de inundación (Gómez-Fernández, 1992; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000), en la zona occidental y central por llanuras mareales desarrolladas en la zona interna de un sistema fluvio-mareal, y en la zona central y oriental por salinas costeras (Fig. 4.1.A; Quijada *et al.* 2013b). Estos sistemas deposicionales estaban lateralmente relacionados entre sí, como muestran los cambios laterales entre las facies siliciclásticas y carbonático-evaporíticas y el hecho de que estas facies aparezcan intercaladas (Fig. 1.11, 4.2; Quijada *et al.*, 2013b). El Grupo Oncala recibía descargas de agua dulce y material siliciclástico desde la zona occidental de la cuenca, ocupada por ambientes fluviales, mientras que las zonas central y oriental tenían mayor



influencia mareal (Fig. 4.1). Los sedimentos siliciclásticos que llegaban a la cuenca probablemente procedían del macizo de la Demanda (Fig. 1.4, 4.1), que constituía un alto paleogeográfico desde el Jurásico Superior (Alonso *et al.*, 1986-1987; Benito y Mas, 2006).

El sistema sedimentario desarrollado en el Grupo Oncala presenta algunas analogías con sistemas fluvio-mareales actuales. Por ejemplo, un posible análogo actual que muestra depósitos de llanura de marea siliciclástica lateralmente relacionados con depósitos evaporíticos se encuentra en la zona del Delta del Indus y los Ranns de Kutch, en la frontera entre India y Pakistán (Fig. 4.3). En esta área los depósitos siliciclásticos mareales de la zona oriental del Delta del Indus se relacionan con depósitos de llanuras fangosas evaporíticas que, aunque están por encima del nivel normal de marea alta, son anualmente inundadas por agua marina empujada por los vientos monzónicos, quedando sumergidas por láminas de agua de hasta 2 m de profundidad (Handford, 1988; Inam *et al.*, 2007). Sin embargo, entre este análogo y los depósitos del Grupo Oncala existen importantes diferencias. En primer lugar, en las llanuras mareales del Delta del Indus predomina la acción de las mareas frente a los procesos fluviales y la salinidad es prácticamente marina normal (Inam *et al.*, 2007; Dalrymple y Choi, 2007), mientras que en las llanuras

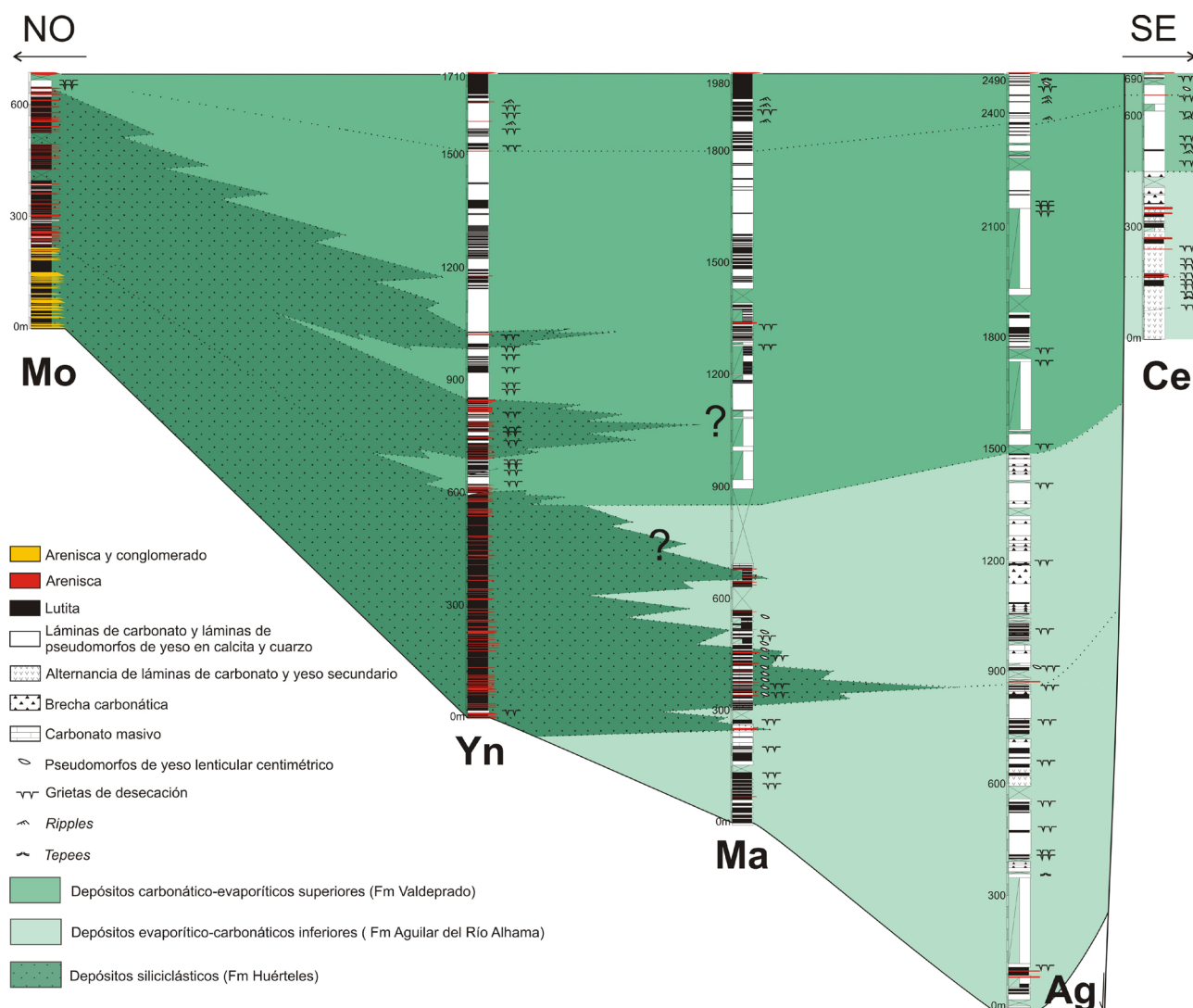


Fig. 4.2. Secciones estratigráficas sintéticas del Grupo Oncala completo y su correlación (traducida de Quijada *et al.*, 2013b). Obsérvense los graduales cambios laterales y verticales de facies entre los depósitos siliciclásticos y los depósitos carbonático-evaporíticos. La localización de las columnas se muestra en la fig. 3.3. Ce = columna de Cervera, Ag = columna de Aguilar, Ma = columna de Magaña, Yn = columna de Yanguas, Mo = columna de Montenegro (basada en datos de Gómez-Fernández, 1992; Mas *et al.*, 2011; y observaciones personales).

fluvio-mareales del Grupo Oncala las descargas fluviales tenían probablemente una importancia mayor y la salinidad era salobre a dulce seguramente. En segundo lugar, los Ranns de Kutch se caracterizan por ser llanuras siliciclásticas expuestas subaéreamente la mayor parte del año y en las que precipitan costras evaporíticas y evaporitas intersticiales (halita fundamentalmente), mientras que en las salinas del Grupo Oncala predominaba la precipitación subacuática de carbonato y yeso. Por este motivo, resulta de interés comparar el sistema sedimentario desarrollado en el Grupo Oncala con otros sistemas actuales que, aunque no contienen depósitos siliciclásticos mareales y evaporíticos lateralmente relacionados entre sí como en este primer análogo, en otros aspectos, puede que sean más similares a la unidad berriasiense estudiada.

Por un lado, la parte interna del estuario de San Francisco en California, también conocido como delta de Sacramento-San Joaquín (Fig. 2.2), muestra algunas similitudes con las llanuras fluvio-mareales siliciclásticas del Grupo Oncala. A pesar de que el estuario de San Francisco se desarrolla en un contexto tectónico compresivo totalmente distinto al de la cuenca extensional de Cameros y de que está ampliamente vegetado y antropizado, la localización de la parte más interna del estuario en una bahía muy protegida, su lejanía al mar abierto, el desarrollo de multitud de canales meandriformes separados por extensas llanuras siliciclásticas y la salinidad de sus aguas, de dulce a salobre (Wells y Goman, 1995; Brown y Pasternack, 2004), son características que recuerdan a las llanuras fluvio-mareales siliciclásticas del Grupo Oncala. Otro sistema que muestra algunas semejanzas con las llanuras fluvio-mareales siliciclásticas del Grupo Oncala es la bahía de Bombetoka en Madagascar (Fig. 4.4.A), que consiste en una amplia ensenada en la que el agua dulce del río Betsiboka se mezcla con el agua salina del mar (Raharimahefa y Kusky, 2010). Las corrientes mareales influyen en la sedimentación en la bahía de Bombetoka pero la enorme descarga de agua dulce y la intensa dinámica fluvial hacen que prevalezca el agua dulce y las corrientes fluviales sobre el agua marina y las mareas.

Por otro lado, ciertas características de las salinas berriasienses de la cuenca de Cameros podrían haber sido similares a las de la salina de Khor el Aadid, en el golfo Pérsico (Fig. 4.4.B). La localización de la salina de Khor el Aadid en una bahía costera protegida con influencia mareal y el hecho de que la sedimentación en esta salina sea fundamentalmente de carácter subacuático, recuerda a las salinas del Grupo Oncala, interpretadas como formadas en un área costera protegida, predominantemente sumergida y con influencia mareal (v. apartado 3.4.4). Además, los sedimentos depositados en la parte interna de la salina de Khor el Aadid presentan ciertas similitudes con los depósitos carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala, ya que están compuestos en gran medida por tapices microbianos alternantes con láminas de yeso intersticial y láminas de carbonato (Perthuisot y Jauzein, 1978), que recuerdan a los sedimentos de las salinas berriasienses estudiadas.

4.2. Evolución sedimentaria y subdivisiones litoestratigráficas del Grupo Oncala

El análisis de las facies sedimentarias que aparecen en cada una de las secciones estratigráficas completas del Grupo Oncala (incluida la columna de Montenegro de Cameros realizada por Gómez-Fernández, 1992, y revisada en esta tesis) y el estudio de los cambios de facies laterales y verticales permiten distinguir tendencias retrogradantes y progradantes muy graduales entre los depósitos siliciclásticos y carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala (Fig. 4.2; Quijada *et al.*, 2013b). Así, se ha podido reconocer que la parte inferior del Grupo Oncala (aproximadamente

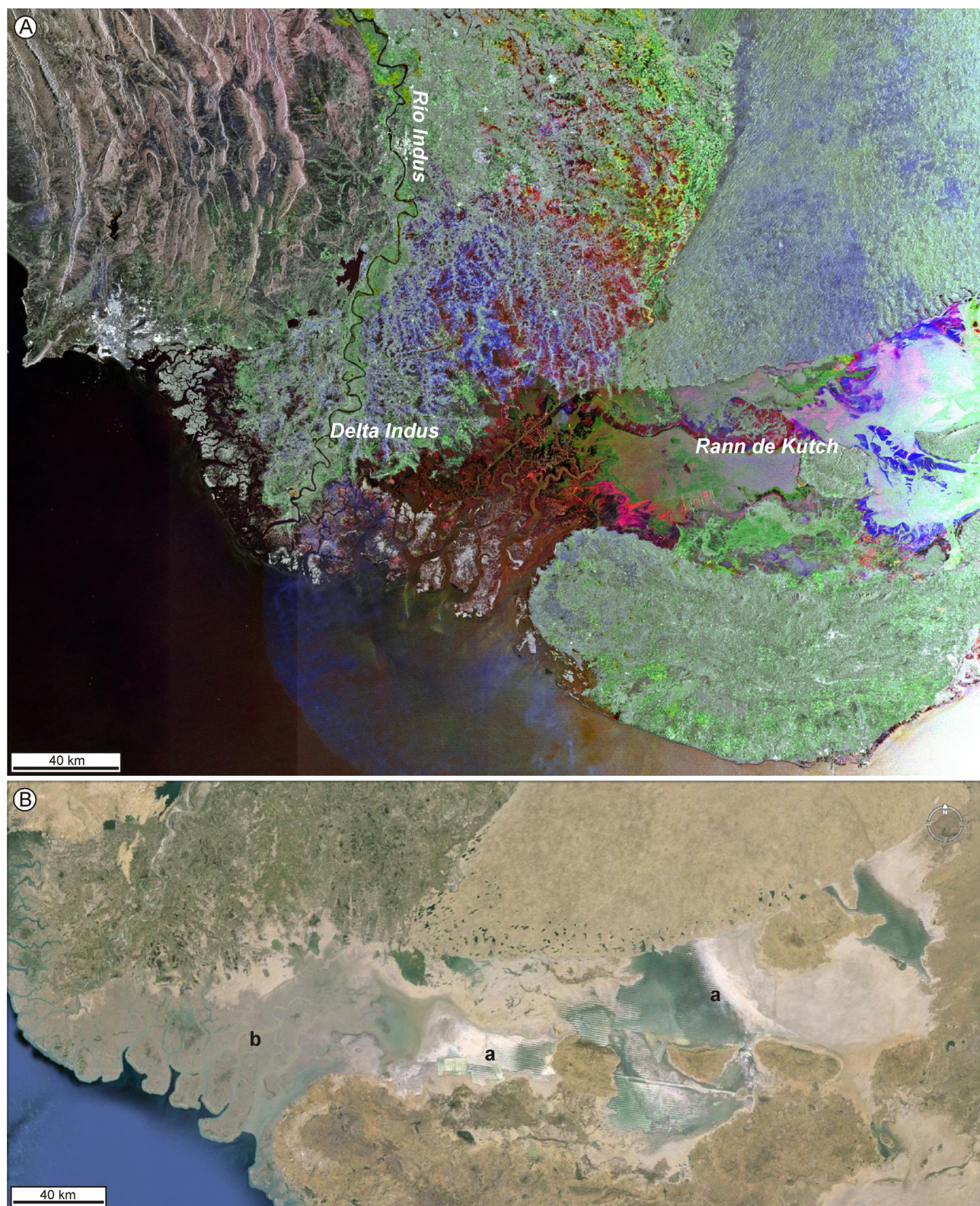


Fig. 4.3. Imágenes de satélite del delta del Indus y el Rann de Kutch (India y Pakistán). **A.** Imagen de satélite de la Agencia Espacial Europea que muestra el delta del Indus y las llanuras fangosas evaporíticas del Rann de Kutch relacionadas lateralmente. En esta imagen del delta del Indus se distingue claramente el área activa de descarga fluvial en el ápice del delta (de tonalidades verdes) de las áreas de la llanura deltaica abandonadas (de tonos grises a rojizos). La zona del ápice del delta es la única que progresa actualmente, mientras que las áreas adyacentes están sometidas a una lenta transgresión y en ellas predominan los procesos mareales (v. Dalrymple y Choi, 2007). En esta imagen las llanuras fangosas evaporíticas aparecen inundadas por agua del mar que entra a través de las llanuras mareales del delta del Indus. **B.** Detalle de las llanuras fangosas evaporíticas del Rann de Kutch (a) lateralmente relacionadas con las llanuras mareales siliciclásticas del delta del Indus (b). En esta imagen las llanuras fangosas evaporíticas están parcialmente desecadas.

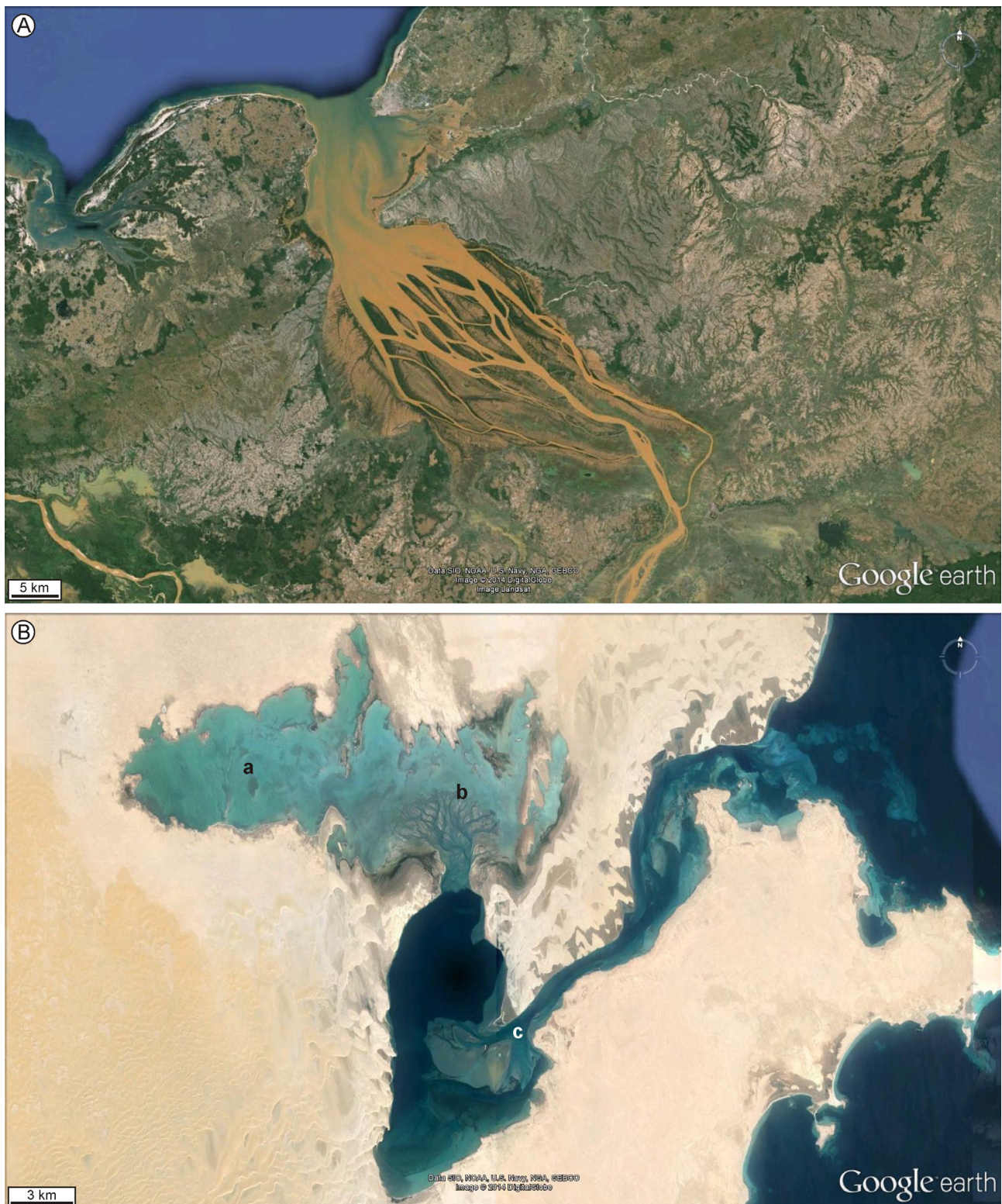


Fig. 4.4. A. Imagen de satélite de la bahía de Bombetoka, donde se forma el estuario del Betsiboka (Madagascar). En esta bahía protegida el agua dulce del río Betsiboka se mezcla con el agua del mar. El agua dulce y los procesos fluviales predominan en este estuario. **B.** Imagen de satélite de la salina de Khor el Aadid (Qatar). Los sedimentos en la parte más interna de la salina (a) están compuestos de tapices microbianos alternantes con láminas de yeso intersticial y láminas de carbonato, mientras que la zona oriental de la salina (b) contiene depósitos siliciclásticos procedentes de aportes traídos por corrientes mareales, que entran a través del canal que conecta la salina con el mar abierto (c), y por el viento desde el desierto.

el cuarto inferior de la unidad) se caracterizó por una progradación gradual de los depósitos fluvio-mareales siliciclásticos, predominantes hacia el oeste de la cuenca, sobre los depósitos evaporítico-carbonáticos de las salinas costeras, predominantes hacia el este (Fig. 1.11, 4.2). Esta progradación se observa claramente en la sección

estratigráfica de Magaña (Fig. 4.2), ya que su posición intermedia entre la zona predominantemente siliciclástica y la zona predominantemente evaporítico-carbonática hace que las facies siliciclásticas y carbonáticas aparezcan intercaladas en esta columna.

A continuación, comenzó una progresiva retrogradación de los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales hacia el oeste y una consecuente expansión de los depósitos de las salinas costeras hacia áreas progresivamente más occidentales (Fig. 4.2). Hacia la mitad del Grupo Oncala, los depósitos de las salinas se extendían ya hasta la columna de Yanguas y áreas aún más occidentales (Fig. 1.11, 4.2). Esta importante migración de los depósitos carbonáticos y evaporíticos hacia el oeste estuvo acompañada de una disminución de la proporción de evaporitas respecto a carbonatos, que se reflejó en una menor cantidad y menor espesor de las láminas evaporíticas de la mitad superior del Grupo Oncala respecto a la mitad inferior (Fig. 4.2). Esto les confiere un aspecto laminado más continuo y regular a los depósitos de la mitad superior que a los de la mitad inferior, los cuales contienen además mayor cantidad de brechas carbonáticas en la zona oriental (v. apartado 3.4.2.b.1). Esta menor proporción de evaporitas en la mitad superior del Grupo Oncala probablemente estuviera relacionada con un menor confinamiento y mayor cantidad de aportes de agua (v. apartado 3.4.2.a.1).

La tendencia retrogradante de las facies siliciclásticas se mantuvo hasta los últimos metros del Grupo Oncala, causando que en la parte superior de la unidad las salinas costeras ocuparan la totalidad de la cuenca (Fig. 4.2). Esta tendencia general retrogradante se observa especialmente bien en el área central de la cuenca (columna de Yanguas, Fig. 1.11 y 4.2), donde los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales alternan con los depósitos carbonático-evaporíticos, que se hacen predominantes hacia techo de la sucesión.

Los últimos metros del Grupo Oncala se caracterizan en todas las secciones estratigráficas por un mayor contenido fósil, menor cantidad de evaporitas, abundantes arenitas con estratificación cruzada de pequeña escala, pseudomorfos de yeso lenticular centimétrico y lutitas negras, y profusas evidencias de exposición subaérea (Fig. 4.2). Estas características se interpretan como el resultado de mayor cantidad de descargas de agua dulce y sedimentos siliciclásticos, y más frecuentes episodios de exposición subaérea, lo cual sugiere que la tendencia del intervalo superior del Grupo Oncala era progradante.

En el área más occidental del Grupo Oncala (columna de Montenegro) resulta difícil reconocer estos intervalos debido a la escasez de carbonatos (Fig. 4.2). Gómez-Fernández (1992) interpretó que los depósitos de esta zona se correlacionaban únicamente con los depósitos carbonático-evaporíticos de la parte superior del Grupo Oncala (Fig. 1.8). Sin embargo, este autor describe un cambio gradual en la sección de Montenegro desde sedimentos formados en un sistema fluvial de tipo *braided* a sedimentos depositados en un sistema fluvial meandriforme con escasas capas de carbonato y finalmente a depósitos de carbonatos y lutitas negras, lo que sugiere que la sucesión en esta zona muestra una tendencia general retrogradante. Esta tendencia retrogradante podría estar relacionada con la retrogradación registrada en el resto de la cuenca para la mayor parte del Grupo Oncala (Fig. 4.2), lo que parece sugerir que los depósitos fluviales de la parte inferior del Grupo Oncala en el área más occidental de la cuenca, podrían ser contemporáneos a los depósitos fluvio-mareales de la parte inferior de la sucesión en el área central de la cuenca (Fig. 4.2).

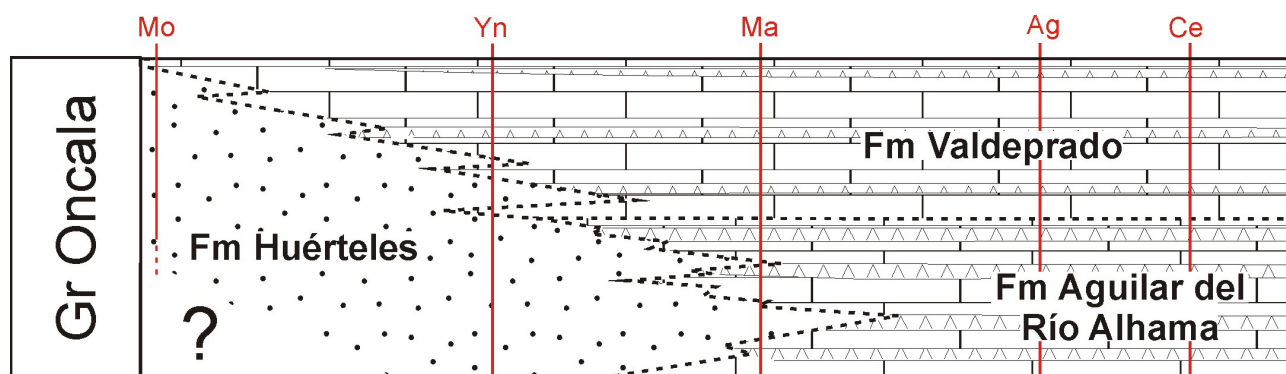
Por otra parte, la correlación de las columnas estratigráficas del Grupo Oncala en la zona oriental de la cuenca pone en evidencia el cambio brusco de espesor entre las secciones de Aguilar y Cervera, de 2500 m y 700 m de sedimentos respectivamente, es decir, una diferencia de 1800 m en menos de 10 km de distancia (Fig. 4.2).

Actualmente las zonas de Aguilar del Río Alhama y de Cervera del Río Alhama están separadas por una importante falla y varias estructuras tectónicas alpinas. La explicación para la enorme diferencia de espesores en el Grupo Oncala entre estas dos áreas podría ser que esta zona de fractura hubiera sido activa durante la sedimentación del Grupo Oncala, como propusieron Gómez-Fernández (1992) y Gómez-Fernández y Meléndez (1994a). En el sector menos subsidente de Cervera del Río Alhama se han reconocido las mismas tendencias retrogradantes y progradantes que en el área adyacente (Fig. 4.2). Esto sugiere que en este sector más oriental de la cuenca hubo creación de espacio de acomodación a lo largo de todo el registro del Grupo Oncala pero la tasa de creación de espacio de acomodación fue menor que en el área adyacente de Aguilar del Río Alhama, más subsidente. Esto explicaría que las facies en ambas áreas sean similares pero que en el sector menos subsidente los períodos de exposición subaérea fueran más frecuentes, como indica la mayor abundancia de grietas de desecación (v. apartado 5.4.2).

4.2.1. Revisión de las unidades litoestratigráficas del Grupo Oncala

Las subdivisiones estratigráficas del Grupo Oncala propuestas anteriormente por otros autores (resumidas en el apartado 2.3.4.C y la Fig. 2.8) han sido revisadas teniendo en cuenta los nuevos datos estratigráficos obtenidos a lo largo de la presente tesis (Quijada *et al.*, 2013b). Las subdivisiones propuestas anteriormente de uso más extendido son las de Gómez-Fernández (1992) y Gómez-Fernández y Meléndez (1994a), quienes se basan en la presencia de una discontinuidad dentro del Grupo Oncala para diferenciar dos aloformaciones (Fig. 2.8). Sin embargo, a lo largo de esta tesis no se ha reconocido dicha discontinuidad estratigráfica dentro del Grupo Oncala sino cambios de facies verticales y laterales muy graduales (Fig. 4.2; Quijada *et al.*, 2013b). Por lo tanto, se considera más conveniente subdividir el Grupo Oncala de acuerdo a criterios litoestratigráficos (Fig. 4.5), de forma similar a las unidades propuestas por Guiraud y Seguret (1985). Así, los depósitos siliciclásticos fluviales y fluvio-mareales acumulados en la zona occidental y central del Grupo Oncala constituirían la Formación Huérteles. Los depósitos evaporítico-carbonáticos de salinas costeras de la mitad inferior del Grupo Oncala corresponderían a la Formación Aguilar del Río Alhama, y los depósitos carbonático-evaporíticos de la mitad superior del Grupo Oncala, que se formaron en salinas con concentraciones ligeramente más bajas que las de la mitad inferior de la sucesión, constituirían la Formación Valdeprado (Fig. 4.5).

Aunque estas unidades son prácticamente idénticas a las propuestas por Guiraud y Seguret (1985), a diferencia de estos autores, se considera que los depósitos siliciclásticos de la parte alta de la Formación Huérteles están lateralmente relacionados e intercalados con depósitos carbonático-evaporíticos cuyas características sedimentarias corresponden a los sedimentos de la Formación Valdeprado, como se puede observar en la columna de Yanguas (Fig. 4.2, anexo 2). La presencia de estos depósitos carbonático-evaporíticos de aspecto laminado muy continuo y regular, alternando con depósitos siliciclásticos, en el área central de la cuenca indica que el límite inferior de la Formación Valdeprado estaría, en esta zona, unos 400 m por debajo de lo que interpretaban Guiraud y Seguret (1985), Gómez-Fernández (1992) y Gómez-Fernández y Meléndez (1994a), quienes no discuten esta alternancia de facies. En el área oriental de la cuenca, el límite entre las Formaciones de Aguilar del Río Alhama y de Valdeprado coincidiría con el definido por Guiraud y Seguret (1985), basándose en diferencias entre las características sedimentarias de ambas formaciones (Fig. 4.2, anexos 4 y 5). Este límite coincide también con el definido entre las Aloformaciones de Huérteles y de Valdeprado por Gómez-Fernández (1992) y Gómez-Fernández y Meléndez (1994a) en esa zona de la cuenca.



□ • Areniscas, lutitas y escasos conglomerados

□ Láminas de carbonatos y pseudomorfos de yeso y lutitas

□ Láminas de pseudomorfos de yeso y carbonatos, lutitas y brechas carbonáticas

Fig. 4.5. Subdivisiones litoestratigráficas del Grupo Oncala propuestas en esta tesis (modificada de Quijada *et al.*, 2013b). La Formación Huérteles incluye los depósitos siliciclásticos de la zona occidental a central del Grupo Oncala; la Formación Aguilar del Río Alhama, los depósitos laminados evaporítico-carbonáticos de la parte inferior del Grupo Oncala; y la Formación Valdeprado, los depósitos laminados carbonático-evaporíticos de la parte superior del Grupo Oncala. Obsérvese que la Formación Huérteles pasa lateralmente a la Formación Aguilar del Río Alhama en la parte inferior del Grupo Oncala y a la Formación Valdeprado en la parte superior. Las líneas rojas señalan la localización de las columnas estratigráficas estudiadas (Ce = columna de Cervera, Ag = columna de Aguilar, Ma = columna de Magaña, Yn = columna de Yanguas, Mo = columna de Montenegro; Fig. 4.2).

4.3. Comparación de los depósitos del Grupo Oncala con los depósitos berriasienses de cuencas cercanas del noreste de Iberia

Una vez establecido que en el sector oriental de la cuenca de Cameros se desarrollaron llanuras fluvio-mareales y salinas costeras durante el Berriasiense cabe preguntarse por la conexión de estos ambientes sedimentarios con el mar abierto. Las cuencas cercanas con depósitos marinos y costeros que podrían haber estado conectadas con la cuenca de Cameros durante el Berriasiense son la cuenca vasco-cantábrica y las cuencas meridionales del Sistema de Rift Mesozoico Ibérico (Fig. 4.6; Quijada *et al.*, 2013b).

Los depósitos de edad berriasiense de la cuenca vasco-cantábrica muestran diferentes asociaciones de facies desde las zonas occidentales de dicha cuenca a las orientales (Fig. 4.6, 4.7). En las cubetas más occidentales de la cuenca vasco-cantábrica la sucesión titónico-berriasiense está compuesta por depósitos continentales a marinos someros (Pujalte, 1982; Pujalte *et al.*, 2004; y citas en ellos). Los depósitos continentales, compuestos por depósitos siliciclásticos fluviales y carbonatos y evaporitas lacustre-palustres, son más abundantes y están mejor desarrollados en las áreas suroccidentales y en la parte inferior de la sucesión (Fig. 4.7; García de Cortázar y Pujalte, 1982; Lanaja y Navarro, 1987; Pujalte *et al.*, 2004; y citas en ellos). Hacia la parte media de la sucesión los depósitos continentales pasan a depósitos de lagos salobres someros (Fig. 4.7; Pujalte, 1982; García de Cortázar y Pujalte, 1982). Por encima de ellos se acumularon depósitos característicos de llanuras mareales surcadas por canales, sobre los que progradaron depósitos continentales en la parte más alta de la sucesión (Fig. 4.7; Pujalte, 1982; García de Cortázar y Pujalte, 1982).

En el anticlinorio de Bilbao, en la zona central de la cuenca vasco-cantábrica (Fig. 4.6, 4.7), la sucesión berriasiense no aflora en superficie pero sondeos de exploración de hidrocarburos en esta zona perforaron lutitas negras, evaporitas (anhidrita y yeso y también halita en los sondeos de Cegama-1 y Aitzgorri-1) y, en menor proporción, areniscas y calizas (Lanaja y Navarro, 1987; Ábalos *et al.*, 2008; Iribar y Ábalos, 2011). La composición isotópica del azufre de los sulfatos varía entre 17,4‰_{V-CDT} y 23,7‰_{V-CDT} (valor medio = 19,6‰_{V-CDT}, Ábalos *et al.*, 2008; Iribar y Ábalos, 2011), que es muy similar a los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos del Grupo Oncala (valor medio = 20,5‰_{V-CDT}; v. apartado 5.4.10. A y tabla 5.1). La edad de los depósitos de lutitas negras y evaporitas del anticlinorio de Bilbao no está clara debido a la poca resolución bioestratigráfica de los fósiles que contienen. Esto ha llevado a atribuirlos tentativamente al Jurásico Superior-Valanginiense (Sánchez-Ferrer, 1991) o a correlacionarlos litológicamente con la parte inferior de la Formación Villaro, cuya edad también es incierta (Berriasiense para Ramírez del Pozo, 1969; Berriasiense superior-Valanginiense inferior para García-Garmilla, 1989; Valanginiense superior para Pujalte *et al.*, 2004). En el área más septentrional del anticlinorio de Bilbao dos sondeos de exploración perforaron calizas marinas someras en una posición estratigráfica equivalente a los depósitos berriasienses de la cuenca vasco-cantábrica (Fig. 4.6), lo que sugiere que la cuenca vasco-cantábrica estaba conectada al mar abierto por el norte en el Berriasiense (Rosales *et al.*, 2002b).

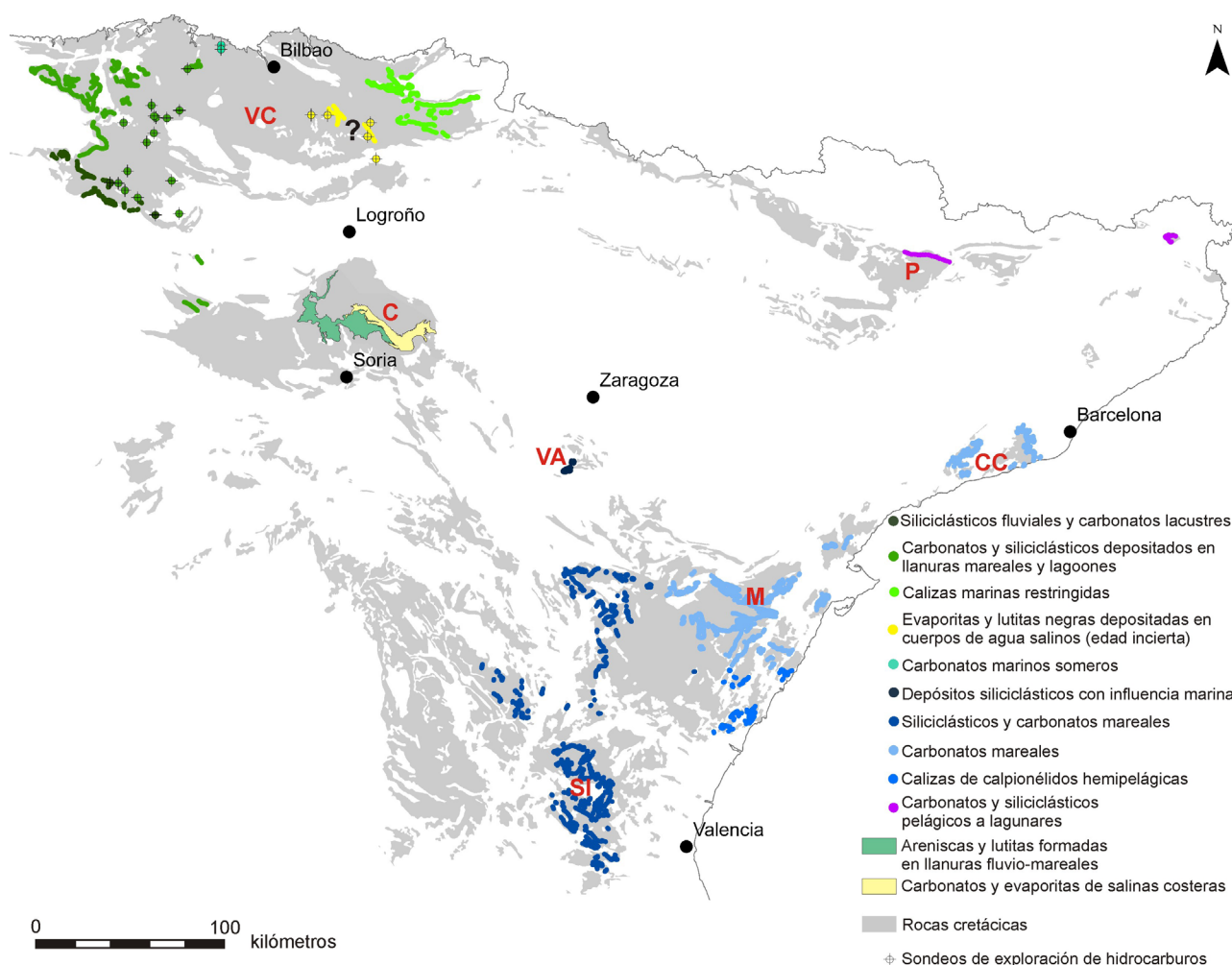


Fig. 4.6. Mapa sintético que muestra la localización y facies predominantes de los depósitos berriasienses del noreste de la península ibérica (traducida de Quijada *et al.*, 2013b). Obsérvense las importantes similitudes entre las facies del Grupo Oncala y las facies berriasienses de la cuenca vasco-cantábrica. VC = cuenca vasco-cantábrica, C = cuenca de Cameros, VA = sectores de Villanueva de Huerva y Aguilón, SI = cuenca suribérica, M = cuenca del Maestrazgo, CC = cordillera costero-catalana, P = Pirineos.

La zona oriental de la cuenca vasco-cantábrica contiene calizas berriasienses depositadas en ambientes marinos restringidos (Fig. 4.6, 4.7; Pujalte, 1982). Estos depósitos se adelgazan hacia el este desapareciendo en los macizos vascos, que constituían altos paleogeográficos durante el Berriasiense (Soler y José, 1972; Rosales *et al.*, 2002a).

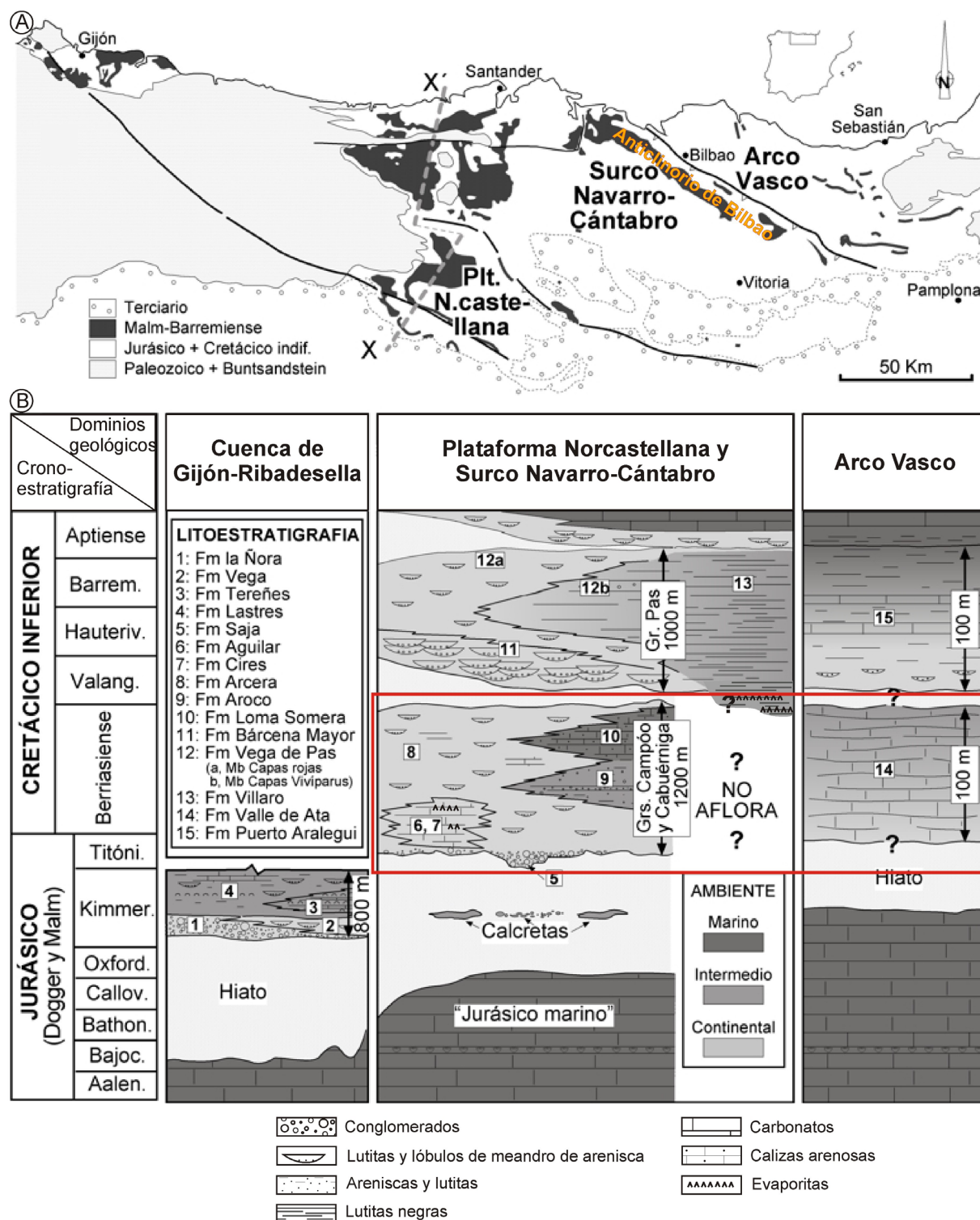


Fig. 4.7. Malm-Barremiense de la cordillera vasco-cantábrica (modificado de Pujalte *et al.*, 2004). **A.** Mapa de afloramientos en el que se indican los principales dominios geológicos. **B.** Diagrama cronoestratigráfico en el que se indican las unidades litoestratigráficas y el tipo de facies que las componen. El rectángulo rojo señala los depósitos de edad titónico-berriasiense con los que se ha comparado el Grupo Oncala. Obsérvese que los depósitos de la zona occidental de la cuenca vasco-cantábrica (área nororiental del surco navarro-cantabro) muestran una tendencia general retrogradante y una tendencia progradante a techo.

La comparación de los depósitos del Grupo Oncala con los depósitos berriasienses de la cuenca vasco-cantábrica muestra varias semejanzas en el registro berriasiense de ambas cuencas, como son el desarrollo de extensas áreas salobres de poca profundidad y la presencia de facies siliciclásticas en las zonas occidentales de ambas cuencas que pasan lateralmente a facies carbonáticas hacia el este. Además, se desarrollaron amplias llanuras mareales en ambas cuencas. En el caso de la cuenca de Cameros dichas llanuras probablemente ocupaban áreas más internas de un sistema fluvio-mareal, mientras que en la cuenca vasco-cantábrica las llanuras mareales parecen más externas puesto que en ellas se acumularon bioclastos marinos (ostreidos, briozoos, esponjas, crinoideos, algas coralinas y corales) y oolitos, y se daban corrientes bidireccionales (García de Cortázar y Pujalte, 1982; Pujalte, 1982; Pujalte *et al.*, 2004). Además, puede que en la zona centro-oriental de ambas cuencas se acumularan evaporitas y lutitas negras. Aunque la edad de los depósitos evaporíticos de la cuenca vasco-cantábrica es incierta, sus características sedimentarias similares a las del Grupo Oncala y los idénticos valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfatos de ambas cuencas sugieren que los depósitos evaporíticos de la cuenca vasco-cantábrica podrían ser correlacionables con los del Grupo Oncala (Quijada *et al.*, 2013b). Por último, tanto la sucesión berriasiense de la cuenca vasco-cantábrica como el Grupo Oncala muestran una evolución estratigráfica parecida caracterizada por una tendencia general retrogradante y una tendencia progradante a techo. En el área occidental de la cuenca vasco-cantábrica los depósitos continentales de la parte inferior pasan gradualmente a sedimentos de llanuras mareales y en la parte más alta de la sucesión los depósitos continentales progradan sobre los de llanuras de marea (Fig. 4.7; Pujalte, 1982; García de Cortázar y Pujalte, 1982; Pujalte *et al.*, 2004; y citas en ellos). En el Grupo Oncala los ambientes siliciclásticos migraron progresivamente hacia el continente a medida que las salinas se fueron extendiendo prácticamente por toda la cuenca y a techo de la unidad se volvió a registrar una mayor llegada de siliciclásticos y de agua dulce (v. apartado 6.2, Fig. 4.2).

Todas estas similitudes más la proximidad entre estas dos cuencas sugieren que el sector oriental de la cuenca de Cameros, especialmente las salinas costeras desarrolladas en la zona más oriental, probablemente estaba conectado con las áreas costeras y marinas de la cuenca vasco-cantábrica durante el Berriasiense, siendo ésta una de las vías de entrada del agua marina en el Grupo Oncala (Fig. 4.1.B). Esta afinidad paleogeográfica entre el área de Cameros y las zonas marinas boreales de la cuenca vasco-cantábrica no es exclusiva del Grupo Oncala, si no que durante varias etapas del Jurásico el área de Cameros estuvo conectada con el mar Boreal (Benito, 2001; Bádenas y Aurell, 2001; Aurell *et al.*, 2002, 2003; Benito *et al.*, 2005). Lamentablemente la presencia de los depósitos de la cuenca terciaria del Ebro entre la cuenca vasco-cantábrica y la cuenca de Cameros impide localizar más concretamente el área de conexión entre ambas cuencas durante el Berriasiense.

Aparte de la probable conexión de la cuenca de Cameros con la vasco-cantábrica, también es posible que estuviera la cuenca de Cameros conectada con las cuencas meridionales del Sistema de *Rift* Mesozoico Ibérico (Fig. 4.6). Tanto en las cuencas suribérica y del Maestrazgo como en la cordillera costero-catalana existe registro sedimentario de edad berriasiense (Figs. 4.6, 4.8; Aurell *et al.*, 1994; Mas y Salas, 2002; Bádenas *et al.*, 2004; Mas *et al.*, 2004). En la cuenca suribérica y en la zona noroccidental de la cuenca del Maestrazgo se acumularon depósitos de llanuras mareales siliciclásticas que pasan hacia el sur a sedimentos de lagoon (Fig. 4.6, 4.8; Mas *et al.*, 1984; Díaz-Molina y Yébenes, 1987; Aurell *et al.*, 1994; Cobos *et al.*, 2010). En la zona oriental de la cuenca del Maestrazgo y en la cordillera costero-catalana los depósitos berriasienses se formaron en llanuras de marea carbonáticas limitadas por bajíos oolítico-bioclásticos (Fig. 4.6, 4.8). Todos estos depósitos pasan gradualmente hacia el sureste a calizas de calpionélidos hemipelágicas (Fig. 4.6).

Además, en posiciones intermedias entre las cuencas suribérica y del Maestrazgo y la cuenca de Cameros existen pequeñas cubetas con depósitos berriasienses con influencia marina (sectores de Villanueva de Huerva y

Aguilón, Fig. 4.6, Ipas *et al.*, 2007). El registro sedimentario berriasiense en estas cubetas está compuesto por hasta 70 m de sedimentos siliciclásticos con algunos niveles de carbonatos con ooides, equinodermos, miliólidos, algas dasycladáceas, gasterópodos y bivalvos (Ipas *et al.*, 2007).

El hecho de que la cuenca de Cameros y las cuencas suribérica y del Maestrazgo pertenezcan al mismo sistema tectonosedimentario de *rift* ha llevado a considerar tradicionalmente que las incursiones marinas en la cuenca de Cameros procedían del mar del Tethys y llegaban desde el SE a través de las cuencas del Sistema de Rift Mesozoico Ibérico (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000; Mas *et al.*, 2002a, 2011). La presencia de facies de llanuras de marea en las cuencas meridionales del Sistema de Rift Mesozoico Ibérico así como la presencia de cubetas intermedias con depósitos con influencia marina sugieren que efectivamente podía haber existido una conexión de la cuenca de Cameros con el Tethys a través

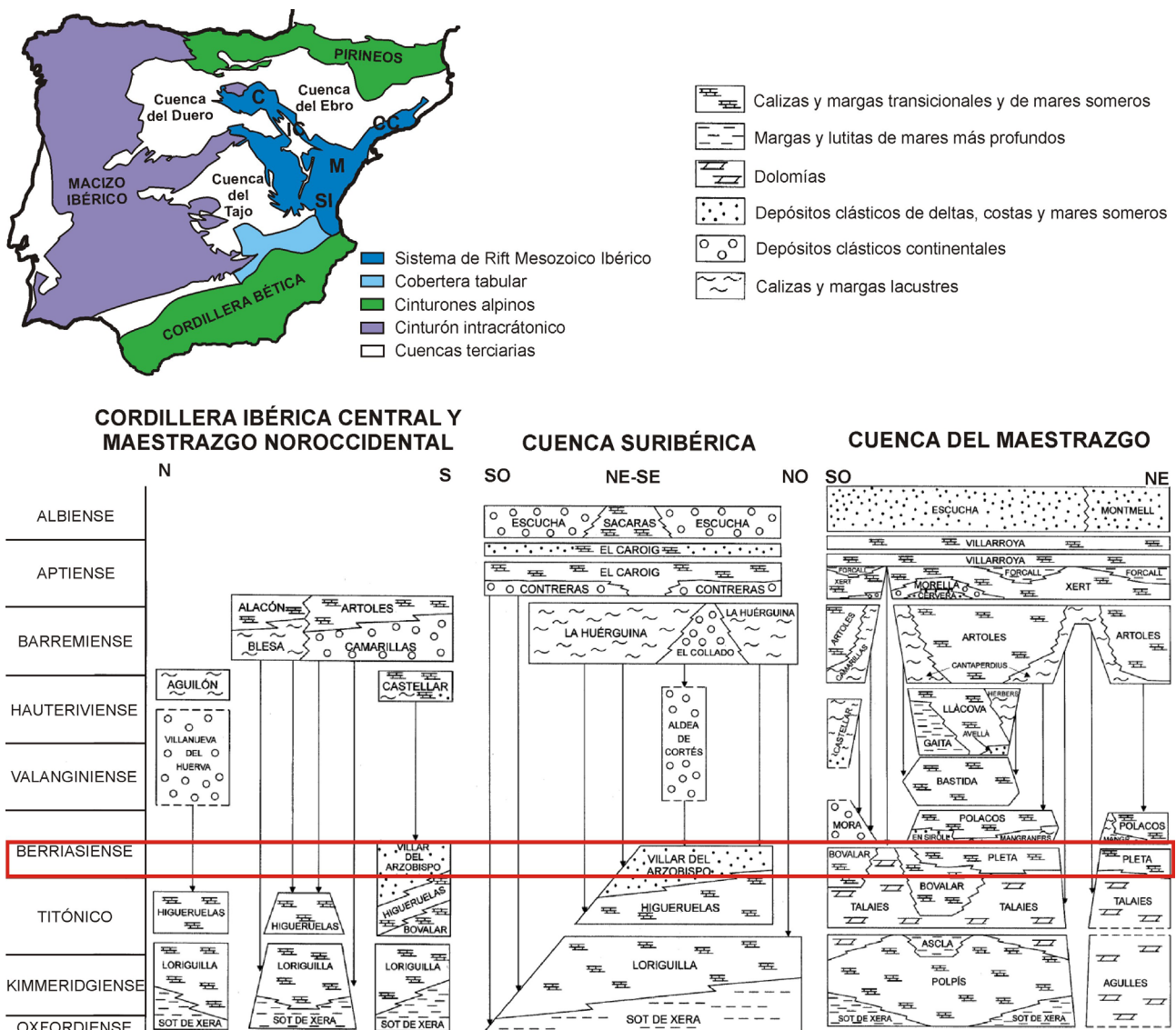


Fig. 4.8. Cuadro crono-litoestratigráfico de varios sectores característicos del Sistema de Rift Mesozoico Ibérico durante la fase de rift Jurásico Superior-Cretácico Inferior (modificada de Salas *et al.*, 2001). El recuadro rojo señala los depósitos de edad berriasiense con los que se ha comparado el Grupo Oncala. En el mapa geológico simplificado de la península ibérica se muestra la posición de esos sectores en el Sistema de Rift Mesozoico Ibérico. SI = cuenca suribérica, M = cuenca del Maestrazgo, CC = cordillera costero-catalana, IC = cordillera ibérica central, C = cuenca de Cameros.

de las cuencas del Sistema de *Rift* Mesozoico Ibérico (Fig. 4.1). Además, el predominio de las paleocorrientes hacia el ESE en los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales del Grupo Oncala podría ser coherente con una conexión de las llanuras fluvio-mareales de la cuenca de Cameros con las cuencas ibéricas situadas hacia el sureste (Fig. 4.1.B; Quijada *et al.*, 2013b, en prensa b). Si esta interpretación es correcta, las llanuras fluvio-mareales del Grupo Oncala estarían situadas en la parte más interna de un extenso sistema de llanuras de marea que tendría su zona más externa y amplia en las cuencas suribérica y del Maestrazgo, y se iría estrechando hacia la cuenca de Cameros (Fig. 4.1.B). Este progresivo estrechamiento, la morfología de embudo generada, la poca profundidad de los ambientes desarrollados en la cuenca de Cameros y su posición interna, podrían ser la causa de la amplificación de las corrientes mareales necesaria para que se formaran llanuras de marea con un rango mareal de 3 o 4 m como mínimo en la cuenca de Cameros (v. apartado 4.3.1.A), de manera similar a los procesos de amplificación mareal descritos para otras cuencas de *rift* antiguas, estrechas y confinadas (p.ej. Mellere y Steel, 1996; Ravnås y Bondevik, 1997; Ravnås y Steel, 1998).

Sin embargo, aunque la dirección de las paleocorrientes de los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala parece tener una mayor afinidad paleogeográfica con las áreas costeras y marinas del sureste del Sistema de *Rift* Mesozoico Ibérico, las salinas del Grupo Oncala parecen más afines a los depósitos de la cuenca vasco-cantábrica donde se dan depósitos evaporíticos similares. Por el contrario, en las demás cuencas ibéricas no se acumularon evaporitas. Por lo tanto, esto sugiere que el sector oriental de la cuenca de Cameros, especialmente las salinas costeras desarrolladas en la zona más oriental, podrían haber estado conectadas a la cuenca vasco-cantábrica, y que las llanuras fluvio-mareales formadas en el área central, en cambio, podrían haber estado más relacionadas con las cuencas ibéricas meridionales (Fig. 4.1).

4.4. Conclusiones parciales

El análisis sedimentológico del Grupo Oncala indica que el sector oriental de la cuenca de Cameros durante el Berriasiense era un área muy extensa, de bajo gradiente topográfico y poca profundidad. Esta extensa área estaba ocupada en su extremo más occidental por un sistema fluvial, en la zona occidental a central por llanuras siliciclásticas fluvio-mareales y en la zona central a oriental por salinas costeras de composición carbonática a sulfática.

Los ambientes costeros desarrollados en el Grupo Oncala, especialmente las salinas carbonático-sulfáticas de la zona oriental, estaban probablemente conectados con medios de transición y marinos de la cuenca vasco-cantábrica, que contiene facies similares a las del Grupo Oncala y depósitos evaporíticos con idéntica composición isotópica, y muestran una evolución vertical análoga. Por otro lado, las llanuras siliciclásticas fluvio-mareales desarrolladas en la zona occidental a central del Grupo Oncala probablemente estaban conectadas con las cuencas del sureste del Sistema de *Rift* Mesozoico Ibérico, que contienen depósitos de llanura de marea y que pertenecen al mismo sistema de *rift*. Atendiendo al sentido de las paleocorrientes obtenidas en los depósitos siliciclásticos del Grupo Oncala, las cuencas ibéricas meridionales ocuparían las zonas más distales y más marinas de este sistema.

El estudio de la evolución sedimentaria del Grupo Oncala ha permitido reconocer tendencias progradantes y retrogradantes muy graduales. La mayor parte del Grupo Oncala está caracterizada por presentar una tendencia retrogradante que causó la progresiva migración de los depósitos siliciclásticos hacia el oeste y la expansión de los depósitos carbonático-evaporíticos por toda la cuenca a techo de la unidad.

El Grupo Oncala ha sido subdividido en base a criterios litoestratigráficos en las siguientes formaciones:

- Formación Huérteles: Incluye los depósitos siliciclásticos de la zona occidental a central del Grupo Oncala. Se interpreta como formada en llanuras fluvio-mareales que pasan hacia el oeste a sistemas fluviales.
- Formación Aguilar del Río Alhama: Incluye los depósitos laminados evaporítico-carbonáticos de la parte inferior del Grupo Oncala. Está presente en la zona oriental de la cuenca. Se interpreta como formada en salinas costeras de composición sulfático-carbonática.
- Formación Valdeprado: Incluye los depósitos laminados carbonático-evaporíticos de la parte superior del Grupo Oncala. Se extiende por todo el sector oriental de la cuenca de Cameros. Se interpreta como depositada en salinas costeras de composición carbonática-sulfática.

4.5. Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2013b): New insights on stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times. Journal of Iberian Geology 39, 313-334.

A continuación, se incluye un artículo científico enfocado al análisis paleogeográfico y estratigráfico del Grupo Oncala, el cual constituye una pieza clave en la reconstrucción paleogeográfica del noreste de Iberia durante el Berriasense debido a su posición intermedia entre las cuencas vasco-cantábrica e ibéricas meridionales. En este artículo, en primer lugar, se hace un resumen de los principales trabajos realizados hasta la fecha sobre la estratigrafía del Grupo Oncala y las subdivisiones propuestas para dicho grupo. A continuación, se describen los depósitos del Grupo Oncala por sectores: área occidental (columna estratigráfica de Montenegro), área central (columnas de Yanguas y Magaña), área oriental (columna de Cervera) y extremo oriental (columna de Cervera). Tras describirlos, se interpretan los ambientes deposicionales en los que se formaron los depósitos del Grupo Oncala y se realiza una reconstrucción paleogeográfica del sector oriental de la cuenca de Cameros durante el Berriasense. Además, se proponen una serie de análogos actuales que podrían asemejarse al sistema sedimentario desarrollado en el Grupo Oncala. Posteriormente se describe la evolución lateral y vertical del Grupo Oncala, caracterizada por presentar tendencias progradantes y retrogradantes muy graduales entre los depósitos siliciclásticos y carbonático-evaporíticos. La correlación de las columnas estratigráficas permite también reconocer una importante zona de fractura sinsedimentaria entre el área de Aguilar del Río Alhama y el área de Cervera del Río Alhama que actuó durante todo el depósito del Grupo Oncala. Con los nuevos datos estratigráficos presentados en este artículo se revisan las subdivisiones del Grupo Oncala propuestas anteriormente por diversos autores y se establecen unas subdivisiones coherentes con los datos actualizados. Por último, se compara el Grupo Oncala con las sucesiones berriasenses de las cuencas vasco-cantábrica, ibéricas meridionales y pirenaica para determinar las posibles conexiones de la cuenca de Cameros con el mar. Para ello se comparan los ambientes deposicionales desarrollados en estas cuencas, sus evoluciones estratigráficas y los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los sulfatos (en el caso de que las cuencas contengan depósitos evaporíticos) con los del Grupo Oncala.

New insights on stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times

Nuevas aportaciones sobre la estratigrafía y sedimentología del Grupo Oncala (Cuenca de Cameros oriental): implicaciones para la reconstrucción paleogeográfica del NE de Iberia durante el Berriasiense

I.E. Quijada^{1,2}*, P. Suarez-Gonzalez^{1,2}, M.I. Benito^{1,2}, R. Mas^{1,2}

¹Departamento de Estratigrafía, Fac. Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain

²Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain
equijada@geo.ucm.es; pablosuarez@geo.ucm.es; maribel@geo.ucm.es; ramonmas@geo.ucm.es

**corresponding author*

Received: 04/05/2013 / Accepted: 02/08/2013

Abstract

The Berriasian Oncala Group of the eastern Cameros Basin is a key element for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia during this period of time, due to its intermediate position between the Basque-Cantabrian, southern Iberian, and Pyrenean Basins. The Oncala Group, which comprises up to 2500 m of sediments, consists of siliciclastic deposits in western areas of the basin, which pass gradually eastwards and upwards to carbonate-evaporitic deposits. The siliciclastic deposits consist of an alternation of laterally extensive laminae of siliciclastic mudstone and sandstone, and meander loop bodies. The carbonate deposits are made up of an alternation of laminae of carbonate mudstone and pseudomorphs after gypsum, interbedded with shales and carbonate breccias. These deposits had been traditionally interpreted as formed in fluvial and alluvial systems, and laterally related lakes, but recent and new sedimentological data discussed in this paper suggest that they were deposited in broad, siliciclastic tidal flats, laterally associated with a fluvial system to the west, and with shallow, coastal, carbonate-sulphate water bodies to the east. The development of these coastal environments in the Oncala Group indicates that a wide, shallow, coastal embayment was developed in the eastern Cameros Basin during the Berriasian. This new paleoenvironmental interpretation makes necessary a revision of the paleogeographic reconstruction of this area of Iberia during the Berriasian because it implies that the connection of the Cameros Basin with marine areas was much more important than previously considered.

The presence of very similar facies associations in the Basque-Cantabrian Basin, which include siliciclastic tidal and lagoonal deposits in the western areas, and evaporites and carbonates of restricted marine environments in the eastern areas, the similar sulphur isotope compositions of the sulphates of the Basque-Cantabrian and Cameros Basins, and the similar vertical evolution of the Berriasian deposits of both basins, suggest that the Cameros Basin was connected with marine and transitional areas of the Basque-Cantabrian Basin during Berriasian times. Nevertheless, a connection with the southern Iberian Basins, which also contain siliciclastic and carbonate tidal deposits, cannot be excluded.

Keywords: Oncala Group, Lower Cretaceous, Cameros Basin, Spain, tidal deposits, shallow laminated carbonate-sulphate deposits

Resumen

El Grupo Oncala de edad berriasiense de la Cuenca de Cameros oriental es una pieza clave en la reconstrucción paleogeográfica del NE de Iberia durante este período debido a su posición intermedia entre las Cuencas Vasco-Cantábrica, Ibéricas meridionales y Pirenaica. El Grupo Oncala, que comprende hasta 2500 m de espesor, está formado por depósitos siliciclásticos en las zonas occidentales de la cuenca que pasan gradualmente hacia el Este y hacia techo a depósitos carbonático-evaporíticos. Los depósitos siliciclásticos están compuestos por una alternancia de láminas lateralmente continuas de lutita y arenisca y cuerpos de lóbulos de meandro. Los depósitos carbonático-evaporíticos están formados por una alternancia de láminas de carbonato mudstone y de pseudomorfos de yeso, intercalada con lutitas y brechas carbonáticas. Estos depósitos se interpretaban tradicionalmente como formados en sistemas fluviales y aluviales lateralmente relacionados con lagos pero datos sedimentológicos recientes y nuevos que se discuten en este artículo sugieren que fueron depositados en extensas llanuras de marea siliciclásticas asociadas lateralmente con un sistema fluvial hacia el Oeste y con cuerpos de agua costeros de poca profundidad y de composición carbonática-sulfática hacia el Este. El desarrollo de estos ambientes costeros en el Grupo Oncala indica que durante el Berriasiense se desarrolló una amplia bahía somera en la Cuenca de Cameros oriental. Esta nueva interpretación paleoambiental obliga a revisar la reconstrucción paleogeográfica de esta área de Iberia durante el Berriasiense puesto que evidencia que la conexión de la Cuenca de Cameros con áreas marinas era mucho más importante de lo que se consideraba hasta ahora.

La presencia de asociaciones de facies muy similares en la Cuenca Vasco-Cantábrica, que incluyen depósitos siliciclásticos mareales y lagunares en la zona occidental y evaporitas y carbonatos formados en ambientes marinos restringidos en la zona oriental, la similitud de las composiciones isotópicas del azufre de los sulfatos en la Cuenca Vasco-Cantábrica y en la Cuenca de Cameros y la semejanza en la evolución vertical de los depósitos berriasienses de ambas cuencas sugieren que la bahía desarrollada en la Cuenca de Cameros durante el Berriasiense estaba conectada a las zonas marinas y transicionales de la Cuenca Vasco-Cantábrica. Sin embargo, la conexión con las cuencas ibéricas meridionales, que también contienen depósitos mareales siliciclásticos y carbonáticos, no puede ser descartada.

Palabras clave: Grupo Oncala, Cretácico inferior, Cuenca de Cameros, España, depósitos mareales, depósitos carbonático-sulfáticos laminados someros

1. Introduction

Berriasian successions in the Basque-Cantabrian, Iberian, and Pyrenean Basins include continental, coastal, and open marine facies. Prior paleogeographic reconstructions of NE Iberia for Berriasian times placed a northern shoreline in the southern margin of the Basque-Cantabrian Basin, and a southern shoreline in the southeasternmost area of the Iberian Basin (Salas *et al.*, 2001; Aurell *et al.*, 2003; Mas *et al.*, 2004; and references therein). The Cameros Basin, which occupied an intermediate position between these areas, has been traditionally interpreted as a continental basin with few sporadic marine incursions (e.g. Mas *et al.*, 1993; Mas *et al.*, 2004). Specifically, the Berriasian Oncala Group of the Cameros Basin has been previously interpreted as developed in an endorheic playa-lake system, which consisted of continental sandy-muddy flats passing eastwards to saline lakes, in the lower part, and as deposits of deep carbonate lakes laterally related with fluvial deposits in the upper part (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994a; Meléndez and Gómez-Fernández, 2000). However, more recent studies on the Berriasian succession of the Cameros Basin indicate that siliciclastic tidal flats and coastal, shallow, carbonate-sulphate water bodies (Quijada *et al.*, 2010b; 2013; 2014) were developed in the basin; an interpretation that implies significant

changes for the paleogeographic reconstructions of NE Iberia at Berriasian times.

In order to address the paleogeographic implications of these new data about the Oncala Group (Berriasian in age), a stratigraphical and sedimentological analysis is performed in this study to interpret the depositional systems developed in the Cameros Basin at Berriasian times, the vertical and lateral facies evolution, and the paleogeographic reconstruction of the basin. The new information about the Oncala Group is compared with published data of adjacent basins (Basque-Cantabrian and southern Iberian Basins) to establish possible connections of the Cameros Basin with marine waters, and to revise the paleogeographic reconstructions of NE Iberia at Berriasian times.

2. Geological setting

As a result of the opening of the North Atlantic Ocean, an intraplate rifting took place in Iberia from the late Jurassic to the Lower Cretaceous (e.g., Mas and Salas, 2002; Mas *et al.*, 2004), and a series of extensional basins were developed in Iberia, which include the Iberian Mesozoic Rift System, the Basque-Cantabrian Basin, and the Pyrenean Basin (Fig. 1). The Cameros Basin was the northwesternmost basin of the Iberian Mesozoic Rift System (Mas *et al.*, 1993; Guimerà *et al.*, 1995), and re-

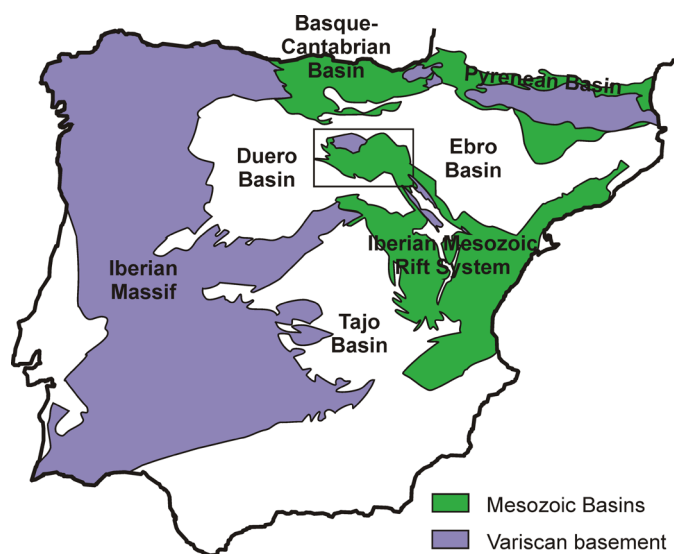


Fig. 1.- Mesozoic basins of the Iberian Peninsula. The rectangle marks the location of the Cameros Basin, and the area shown in figure 3A.

Fig. 1.- Cuencas Mesozoicas de la Península Ibérica. El rectángulo indica la localización de la Cuenca de Cameros y el área mostrada en la figura 3A.

corded the highest subsidence and accumulation rates of this system, with more than 6000 m of vertical thickness of sediments from the Tithonian to the early Albian (Mas *et al.*, 1993; 2002; 2011; Arribas *et al.*, 2003). The infill of the basin corresponds to a large cycle or super-sequence, divided in eight depositional sequences (Fig. 2) bounded by stratigraphic unconformities (Mas *et al.*, 1993; 2002; Arribas *et al.*, 2003). These depositional sequences consist of continental and transitional deposits (Mas *et al.*, 1993; 2002; Quijada *et al.*, 2010b; in press; Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010; 2014).

The Oncala Group, which is the aim of this study, corresponds to the third depositional sequence of the basin (Fig. 2), and was deposited in the eastern sector of the Cameros Basin (Mas *et al.*, 1993; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994b), which limits to the West with the Demanda Range (Fig. 3A). Based on data of charophyte and ostracod assemblages, its age is considered as Berriasian (Salomon, 1982a; Schudack and Schudack, 2009). The Oncala Group overlies the Tera Group (Fig. 2), which corresponds to the first and second depositional sequences, and is overlain by the Urbión Group, which corresponds to fourth to seventh depositional sequences (Mas *et al.*, 1993; 2002; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994b). The Oncala Group is one of the thickest units of the Cameros Basin comprising up to 2500 m of sediments in depocentral areas of the basin, and contains both siliciclastic and carbonate-evaporitic deposits, which are laterally related. Western areas contain mostly siliciclastic deposits, and change gradually to carbonates and evaporites to the East (Fig. 3B). Various sedimentological interpretations

of these deposits have been given by different authors. Salomon (1982a) and Guiraud (1983) interpreted western siliciclastic deposits as developed in fluvial systems, and eastern carbonate-evaporitic deposits as formed in sabkhas. Gómez-Fernández (1992) and Meléndez and Gómez-Fernández (2000) proposed that the lower sediments of the Oncala Group were deposited in a continental playa-lake system with sandy-muddy flats in western areas and saline lakes in eastern areas, while the upper sediments were deposited in deep carbonate lakes passing to fluvial systems westwards. Recent studies state

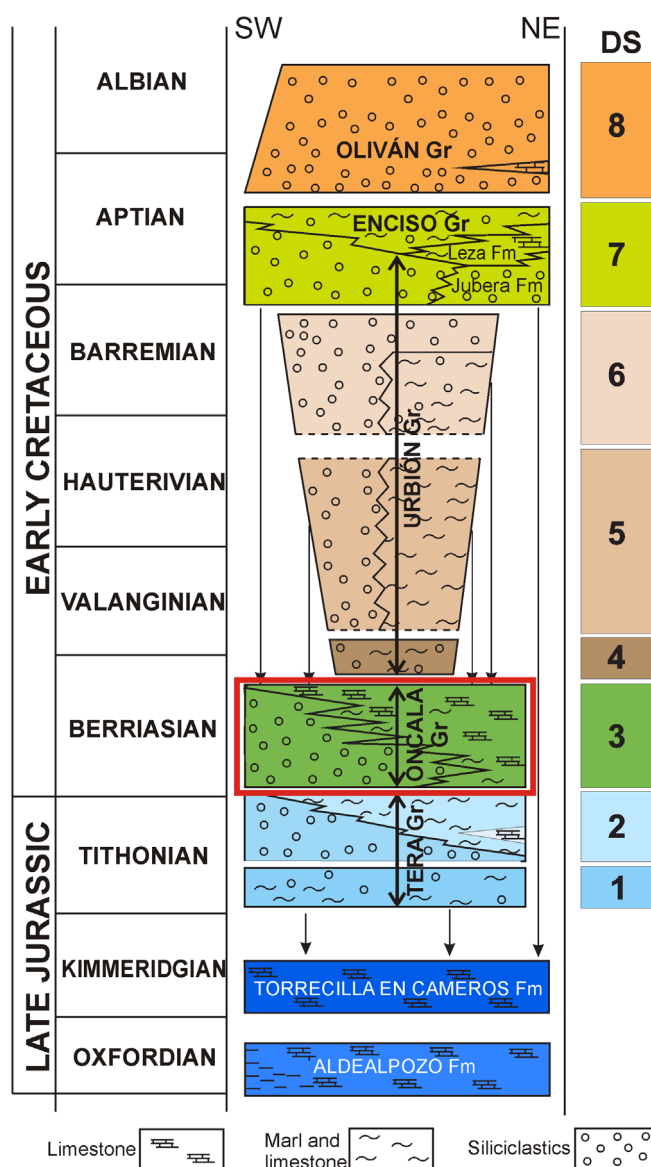


Fig. 2.- Stratigraphic framework and depositional sequences (DS) filling the eastern Cameros Basin. The focus of this study, the Oncala Group, is highlighted with a red rectangle. Modified from Mas *et al.* (2004). "Gr" = group, "Fm" = formation.

Fig. 2.- Cuadro estratigráfico y secuencias deposicionales (DS) de relleno de la Cuenca de Cameros oriental. El objetivo de este estudio, el Grupo Oncala, está resaltado con un rectángulo rojo. Modificado de Mas *et al.* (2004). "Gr" = grupo, "Fm" = formación.

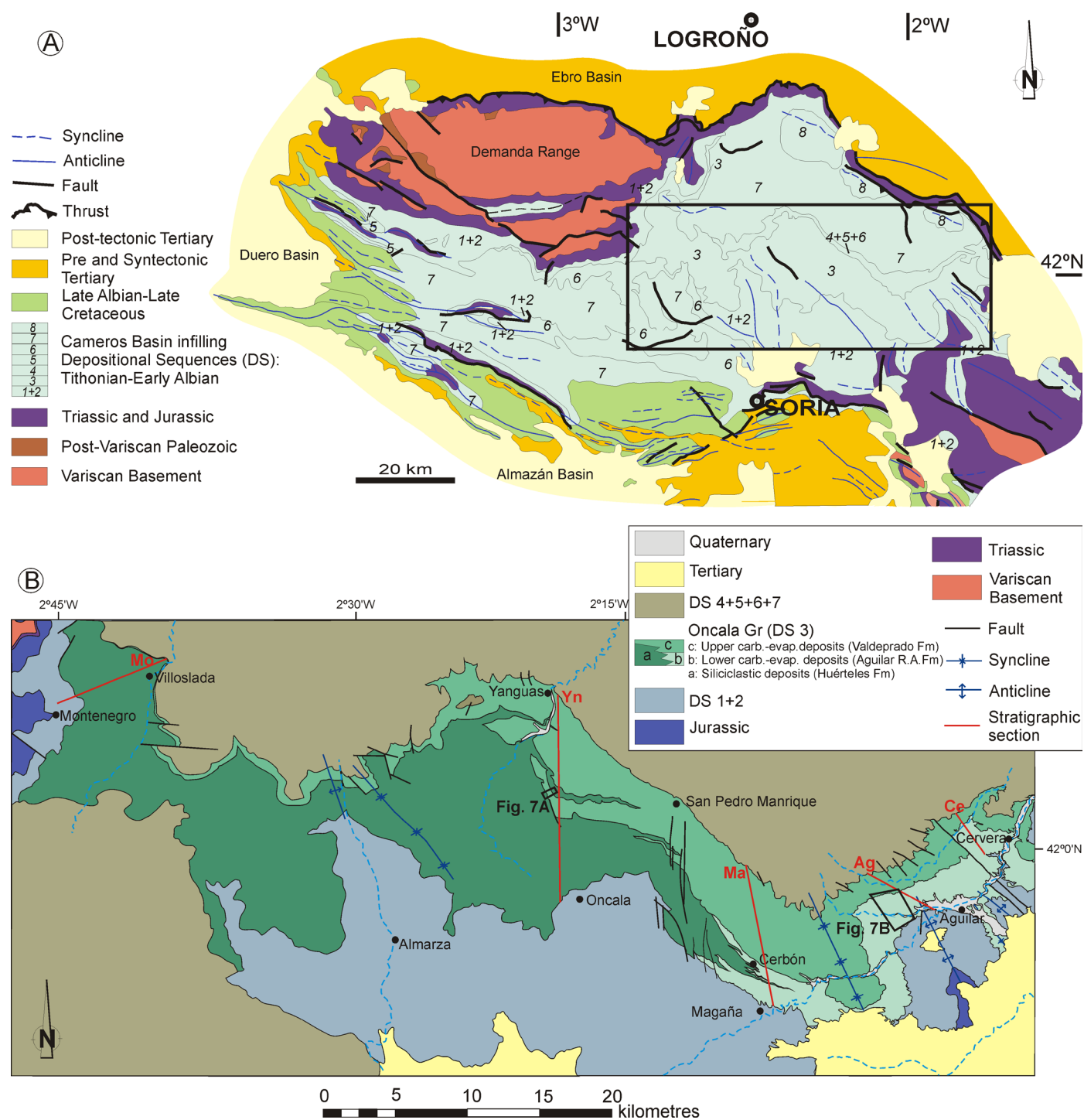


Fig. 3.- A- Geological map of the Cameros Basin (modified from Mas *et al.*, 2002). The rectangle marks the mapped area in Part B. B- Geological map of the Oncala Group. Lateral and vertical facies changes are gradual, so the limits between the units separate predominantly siliciclastic deposits from dominantly carbonate-evaporitic deposits. Red lines mark the location of the stratigraphic sections from the base to the top of the Oncala Group analysed in the present study, and shown in figure 4. Mo = Montenegro section, Yn = Yanguas section, Ma = Magaña section, Ag = Aguilar section, Ce = Cervera section, Aguilar R.A. Fm = Aguilar del Río Alhama Formation.

Fig. 3.- A- Mapa geológico de la Cuenca de Cameros (modificada de Mas *et al.*, 2002). El rectángulo señala el área cartografiada en la Parte B. B- Mapa geológico del Grupo Oncala. Los cambios laterales y verticales de facies son graduales, de forma que los límites entre unidades separan depósitos predominantemente siliciclásticos de depósitos predominantemente carbonático-evaporíticos. Las líneas rojas indican la localización de las columnas estratigráficas del Grupo Oncala desde la base hasta el techo analizadas en este estudio y mostradas en la figura 4. Mo = columna de Montenegro, Yn = columna de Yanguas, Ma = columna de Magaña, Ag = columna de Aguilar, Ce = columna de Cervera, Aguilar R.A. Fm = Aguilar del Río Alhama Formation.

that the siliciclastic succession of central areas of the Oncala Group deposited in broad tidal flats (Quijada *et al.*, 2010b; in press), and the upper carbonate-evaporitic deposits were developed in shallow, carbonate-sulphate water bodies and their peripheral mudflats (Quijada *et al.*, 2013). Moreover, the latter interpretation is consistent with studies on the ostracod assemblages of the Oncala Group, which indicate mixed fresh and brackish water conditions with marine incursions (Schudack and Schudack, 2009).

3. Methods

Geological mapping of the Oncala Group, including its limits, lithostratigraphic units, and tectonic structures, was performed using field observations, aerial photographs, and satellite images. All the obtained cartographic information was georeferenced using the ArcGIS program, the map shown in Figure 3B having been created with this software.

Four selected stratigraphic sections (Yanguas, Magaña, Aguilar, and Cervera sections) were logged in detail from base to top of the Oncala Group in the central and eastern areas of this unit (Figs. 3B, 4), collecting data on bed thickness, lithology, sediment grain size, sedimentary structures, paleocurrents, and fossil content. The sections were logged in the locations where the successions show the best outcropping conditions. Bed thickness measurements were performed at the decimetre scale, and observations at the centimetre and millimetre scale. In addition, 16 individual outcrops and partial stratigraphic sections of the Oncala Group have been studied. Data of the westernmost area of the Oncala Group are based on Gómez-Fernández (1992), as well as on our own observations.

A total of 566 rock samples were collected for laboratory studies. For each sample, a polished and uncovered thin section was prepared to 30 μ m thickness for petrographic analysis under transmitted-light microscopy. A half of each thin section was stained with Alizarin Red S and potassium ferricyanide (Dickson, 1966).

In order to analyse the relationships of the Oncala Group with other Berriasian deposits in Iberia an exhaustive bibliographic study has been carried out, including the compilation of stratigraphic and sedimentological information from scientific articles, 1:50000 geological maps edited by the Spanish Geological Survey (I.G.M.E.) and the Catalanian Geological Survey (I.G.C.), and synthetic stratigraphic sections of oil exploration wells, included in Lanaja and Navarro (1987). The information obtained from this bibliographic study has been summarized in a map created with the ArcGIS program by adding the

points which show the location of the outcrops and wells that contain Berriasian rocks (Fig. 5). Chronostratigraphic information of the used 1:50000 maps has been revised on the basis of the data published in more recent publications. The added points have been coloured according to their sedimentary environment, as stated in the existing literature.

4. Stratigraphic framework

The Oncala Group was originally defined by Tischer (1966) mainly for the lower carbonate units deposited in the Cameros Basin (Fig. 6). This definition was also used by Clemente (2010), who also included the carbonate deposits of the Tera Group (see Fig. 2) located in southern and southeastern areas of the Demanda Range, and the Leza Formation within this group. Gómez-Fernández (1992), Mas *et al.* (1993), and Gómez-Fernández and Meléndez (1994b) redefined the Oncala Group to include only the sediments of the third depositional sequence of eastern Cameros Basin. The latter definition is widely used nowadays, and it is used in the present study. The Oncala Group as defined by Gómez-Fernández (1992), Mas *et al.* (1993), and Gómez-Fernández and Meléndez (1994b), corresponds to Cycles IIC and IID proposed by Salomon (1982a; 1982b), and Cyclothem II by Guiraud and Seguret (1985) (Fig. 6). Several authors include the Leza Formation (Fig. 2), which crops out at the northern margin of the Cameros Basin, within the Oncala Group (Hernández-Samaniego *et al.*, 1990; Doublet, 2004; Clemente, 2010), but other authors (Tischer, 1966; Guiraud, 1983; Alonso and Mas, 1990; Mas *et al.*, 1993; Martín-Closas and Alonso, 1998; Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010) interpret the Leza Formation as part of the Enciso Group (see Fig. 2). Suarez-Gonzalez *et al.* (this volume) discuss this controversy in depth, and show that the Leza Formation is not part of the Oncala Group, but is included in the Enciso Group.

The Oncala Group contains both siliciclastic and carbonate-evaporitic deposits, which are laterally related, and is characterized by very gradual lateral and vertical changes (Figs. 3B, 4, 6, 7). Siliciclastic deposits are mostly present in western areas of the basin, and they show gradual lateral changes from coarser-grained facies in westernmost areas of the basin to finer-grained sediments eastwards. Carbonate-evaporitic deposits occur in eastern areas of the basin, and they are progressively more extensive towards the upper part of the unit, until they occupy most of the basin (Figs. 3B, 4, 6).

Attending to the lithostratigraphic characteristics, several subdivisions of the Oncala Group have been proposed by different authors (Fig. 6). Salomon (1982a;

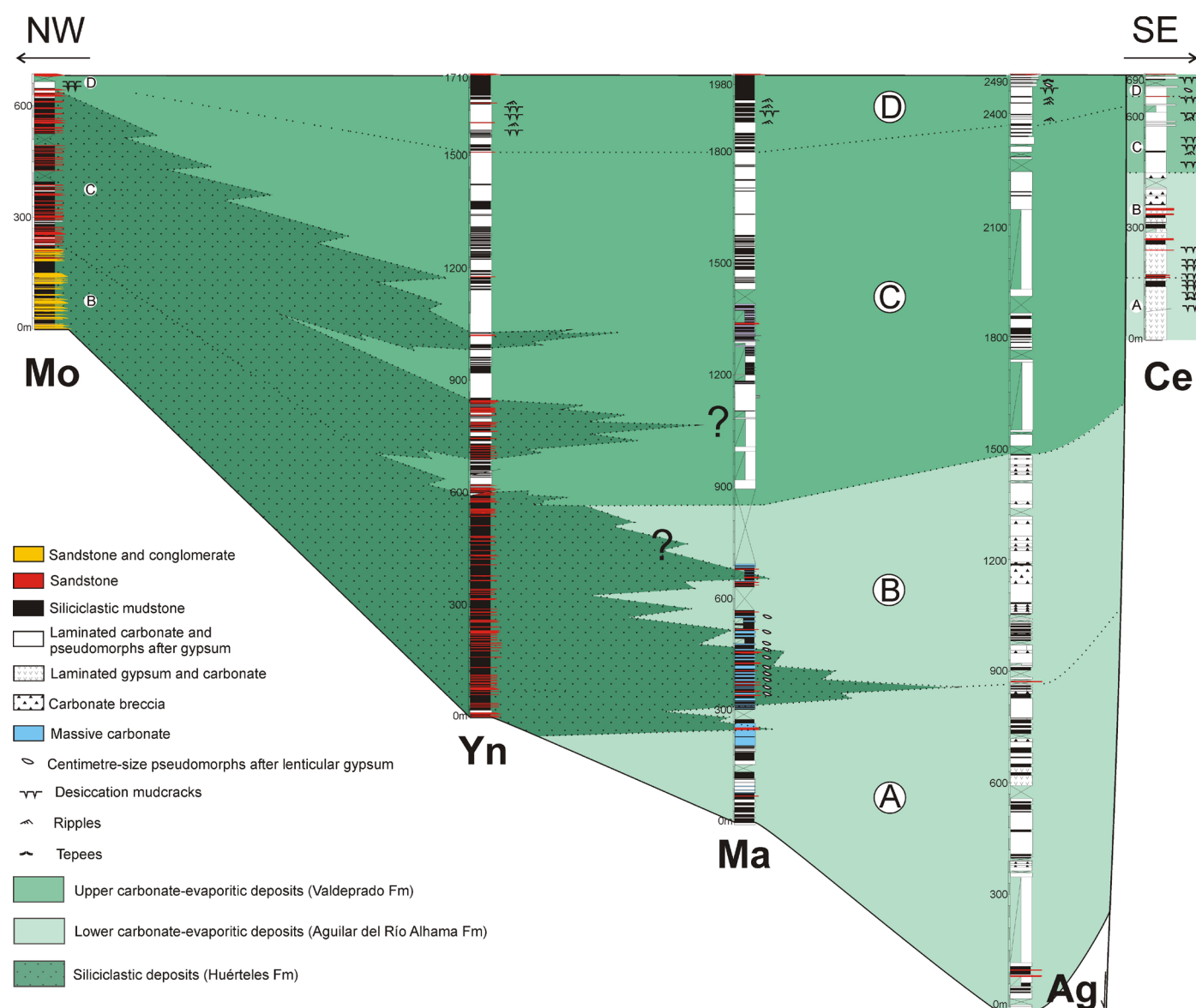


Fig. 4.- Synthetic stratigraphic sections from the base to the top of the Oncala Group and its correlation. Note the gradual, lateral and vertical facies changes of siliciclastic deposits with both lower and upper carbonate-evaporitic deposits. Location of the sections is marked in figure 3B. Mo- Stratigraphic section of Montenegro (based on data by Gómez-Fernández, 1992; Mas *et al.*, 2011; and personal observations). Yn = Yanguas section, Ma = Magaña section, Ag = Aguilar section, Ce = Cervera section. Letters A to D indicate the four main stratigraphic intervals recognized in the Oncala Group.

Fig. 4.- Secciones estratigráficas sintéticas del Grupo Oncala desde la base hasta el techo y su correlación. Obsérvense los cambios laterales y verticales de facies graduales entre los depósitos siliciclásticos y los depósitos carbonático-evaporíticos inferiores y superiores. La localización de las columnas se muestra en la figura 3B. Mo- Columna estratigráfica de Montenegro (basada en datos de Gómez-Fernández, 1992; Mas *et al.*, 2011; y observaciones personales). Yn = Columna de Yanguas, Ma = Columna de Magaña, Ag = Columna de Aguilar, Ce = Columna de Cervera. Las letras A a D indican los cuatro intervalos estratigráficos principales reconocidos en el Grupo Oncala.

1982b) divided these deposits in two phases, and defined seven different facies. Guiraud and Seguret (1985) divided the Oncala Group into two phases almost identical to those of Salomon (1982a; 1982b), but these authors defined only three formations. The lower phase was subdivided in a predominantly siliciclastic Huérteles Formation and a predominantly carbonate Aguilar Formation. The Valdeprado Formation was defined for the gypsiferous laminated carbonates of the upper phase.

Gómez-Fernández (1992) and Gómez-Fernández and Meléndez (1994b) subdivided the Oncala Group into two alloformations separated by an unconformity: the Huérteles Alloformation and Valdeprado Alloformation. Both alloformations contain laterally related siliciclastic and carbonate-evaporitic deposits. The lower Huérteles Alloformation is not present in the westernmost area of the basin, whereas the upper Valdeprado Alloformation is present in the entire eastern Cameros Basin.

5. Sediments of the Oncala Group

Sediments of the Oncala Group are studied in detail in this work. In order to analyse the lateral and vertical changes that occur within this unit, different areas of the basin are described separately.

5.1. Western area of the Oncala Group

Deposits of the western area of the Oncala Group, which are mainly made up of siliciclastic facies, crop out in the area of the town of Montenegro de Cameros (Fig. 4, Mo stratigraphic section), comprising around 650 m of sediments (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994b). In this study, sediments of the

western area of the Oncala Group are divided in three main intervals based on their facies associations.

The lowermost interval (interval B of Fig. 4) consists of sandstone bodies, and less abundant conglomerate bodies, interbedded with red lutites (Gómez-Fernández, 1992; Meléndez and Gómez-Fernández, 2000). According to these authors, sandstone bodies are up to 6 m thick, and they display erosive bases and trough cross-stratification. The conglomerate bodies are approximately 4 m thick, and display erosive bases. They consist of up to 50 cm-thick tabular massive bodies. The red lutites are massive, and commonly show pedogenic features, such as nodulization and rhizoliths. Sandstone meander loop bodies are also present in the upper part of this interval.

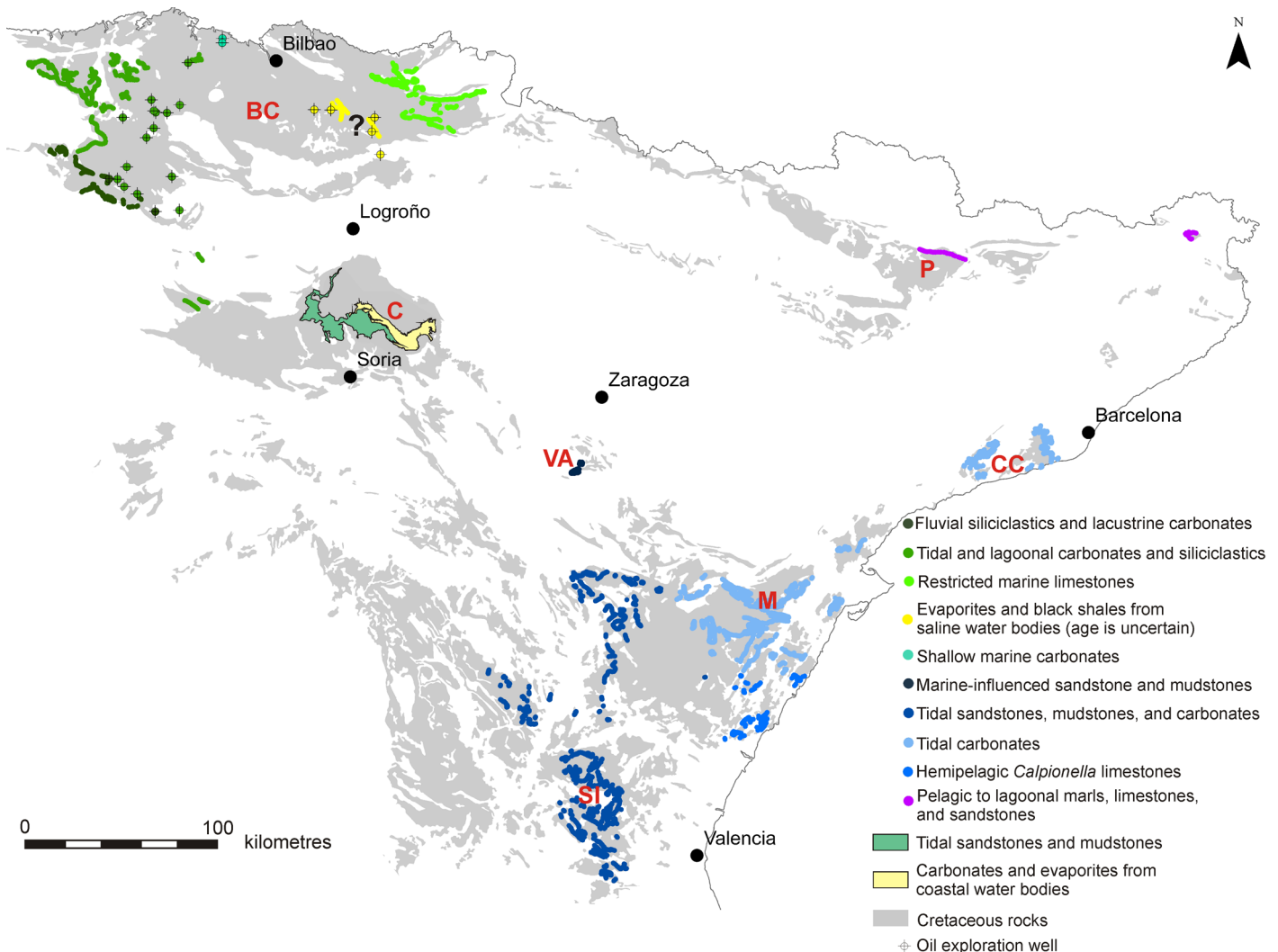


Fig. 5.- Synthetic map showing the location and main facies of Berriasian deposits in the Iberian Peninsula. Note the strong similarities of the facies of the Oncala Group with the facies of Berriasian deposits of the Basque-Cantabrian Basin. BC = Basque-Cantabrian Basin, C = Cameros Basin, VA = Villanueva de Huerva and Aguilón sectors, SI = South Iberian Basin, M = Maestrat Basin, CC = Catalanian Coastal Ranges, P = Pyrenean Basin.

Fig. 5.- Mapa sintético mostrando la localización y facies predominantes de los depósitos berriasenses de la Península Ibérica. Obsérvense las importantes similitudes entre las facies del Grupo Oncala y las facies de los depósitos berriasenses de la Cuenca Vasco-Cantábrica. BC = Cuenca Vasco-Cantábrica, C = Cuenca de Cameros, VA = Sectores de Villanueva de Huerva y Aguilón, SI = Cuenca Suribérica, M = Cuenca del Maestrat, CC = Cordillera Costero Catalana, P = Pirineos.

The next interval (interval C of Mo, Fig. 4) contains mainly sandstone meander loop bodies, which are made up of lateral accretion units, and lutites, interbedded with black peloidal carbonates and black shales (Gómez-Fernández, 1992; Mas *et al.*, 2011). Carbonates are commonly laminated, and contain ostracods, charophytes, bivalves, gastropods, and vertebrate and plant remains. The proportion of carbonates relative to sandstones increases upwards the succession.

The third interval (interval D of Mo, Fig. 4) consists exclusively of black carbonates with abundant desiccation mudcracks and black shales (Mas *et al.*, 2011).

5.2. Central area of the Oncala Group

The deposits of the central area of the Oncala Group are studied in detail in the stratigraphic sections of Yanguas and Magaña (Fig. 4, Yn and Ma stratigraphic sections). The central area of the Oncala Group comprises up to 2000 m of sediments, and contains both siliciclastic and carbonate-evaporitic deposits. Four main intervals are recognized in the central area of the Oncala Group.

Interval A of the stratigraphic section of Magaña (Fig. 4) is made up of alternating laminae of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum, interbedded with shales and some sandstones, which are more common upwards. Interval A of the stratigraphic section of Yanguas consists of laterally extensive heterolithic layers and meander loop bodies, interbedded with some carbonate layers.

Interval B of sections Yn and Ma (Fig. 4) contains mostly siliciclastic deposits (analysed in detail by Quijada *et al.* 2010; 2014), which consist of laterally extensive heterolithic layers and less abundant, meander loop bodies (Fig. 8A, B). Laterally extensive layers (tens to hundreds of metres wide) are made up of interlaminated siliciclastic mudstone and sandstone, displaying lenticular, wavy, and flaser stratification, and ubiquitous desiccation mudcracks and vertebrate footprints. Meander loop bodies are tabular, with widths of up to 70 m and thicknesses of 1-3 m. They are formed by one or more adjoining point bar bodies limited by reactivation surfaces (Fig. 8A). Point bar bodies fine upwards, and display inclined heterolithic stratification (IHS) and flaser, wavy and lenticular bedding (Fig. 8C). Desiccation mudcracks and vertebrate footprints are common in the upper part of the point bars. Fossil content is scarce in both laterally extensive layers and meander loop bodies, and it includes fragments of bones, ostracods, and rare charophytes. Predominant paleocurrents indicate transport directions to East and Southeast, but occasionally they may display bidirectional pattern. These siliciclastic deposits pass eastwards to,

and are interbedded with, generally massive, carbonate mudstones with centimetre-size, calcite and quartz pseudomorphs after lenticular gypsum (Fig. 4, interval B of Ma, Figs. 8D, E).

Interval C of sections Yn and Ma (Fig. 4) consists of interbedded parallel-laminated, carbonate-evaporitic deposits and siliciclastic deposits (Figs. 7A, 9A, 9B), which include meander loop bodies, laterally extensive heterolithic layers, and black shales. The parallel-laminated carbonate-evaporitic deposits consist of an alternation of laminae of carbonate mudstone and (sub-) millimetre-size calcite and quartz pseudomorphs after gypsum (Quijada *et al.*, 2013). Pseudomorphs after gypsum are interpreted as originally lenticular gypsum crystals and detrital gypsum. Fossil content is limited to ostracods, rare charophytes, and stromatolites, and some carbonate layers contain peloids. Siliciclastic layers are more common to the West, and they are progressively less abundant eastwards and upwards, eventually disappearing in the upper part of this interval (Fig. 4).

Interval D of sections Yn and Ma (Fig. 4) consists also of parallel-laminated, carbonate-evaporitic deposits, but they display lower proportion of evaporites, abundant ripples, desiccation mudcracks (Fig. 9C), centimetre-size pseudomorphs after gypsum, and a higher fossil content, which includes ostracods and gastropods. Some laterally extensive sandstone layers interbedded with laminated carbonate-evaporitic deposits are present to the West in the Yanguas stratigraphic section.

5.3. Eastern area of the Oncala Group

The deposits of the eastern area of the basin are studied in the stratigraphic section of Aguilar (Ag, Fig. 4), which contains the thickest sedimentary infill of the Oncala Group, comprising up to 2500 m of sediments of mainly carbonate-evaporitic deposits. Four main intervals are recognized in this area (A to D of Ag section, Fig. 4).

Interval A (Fig. 4) is made up of an alternation of laminae of carbonate mudstone and gypsum, which commonly has been replaced by calcite and quartz (Fig. 9D, E). Evaporitic layers were originally made up of displacive and detrital gypsum, and rare selenite crystals. Desiccation mudcracks filled with pseudomorphs after lenticular gypsum are present at the top of some carbonate laminae. Fossil content includes ostracods, and rare charophytes. The amount of evaporitic laminae and its thicknesses increase towards the eastern areas of the basin. These carbonate-evaporitic laminae are interbedded with shales, commonly displaying desiccation mudcracks, and carbonate breccias (Fig. 9D), which consist of millimetre to 10 centimetre-size, rectangular fragments of carbon-

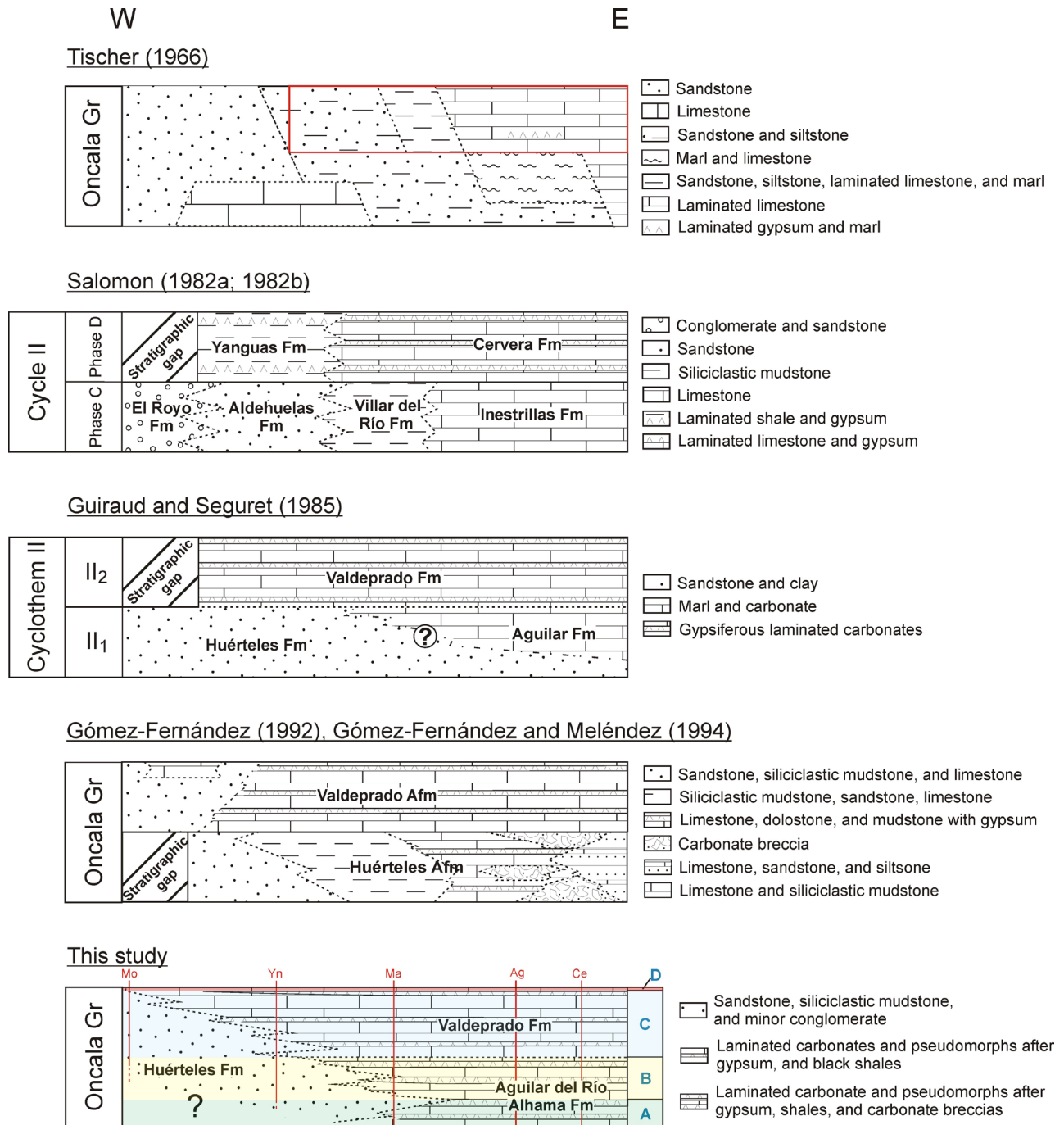


Fig. 6.- Subdivisions of the Oncala Group proposed by different authors. The red rectangle within the chart that shows the subdivisions by Tischer (1966) marks the deposits that are considered part of the Oncala Group nowadays, and the rest of the deposits are currently included within the Tera Group (see Fig. 2). The letters A to D of the chart that shows the subdivisions of this study indicate the four main stratigraphic intervals recognized in the Oncala Group.

Fig. 6.- Subdivisiones propuestas para el Grupo Oncala por diversos autores. El rectángulo rojo del cuadro que muestra las subdivisiones de Tischer (1966) señala los depósitos que actualmente se consideran parte del Grupo Oncala y el resto de los depósitos se incluyen en la actualidad en el Grupo Tera (ver Fig. 2). Las letras A a D del cuadro que muestra las divisiones del presente estudio indican los cuatro intervalos principales reconocidos en el Grupo Oncala.

ate mudstone with pseudomorphs after gypsum, floating in a pseudosparitic calcite matrix. The breccias are interpreted as the result of tectonic deformation affecting alternating carbonate and sulphate laminae (Quijada *et al.*, 2012; 2013).

Interval B (Fig. 4) contains the same facies as interval A, but the amount of carbonate breccias is much larger, and laterally extensive sandstone layers, although rare, are also present. The amount of evaporitic laminae and breccias and its thicknesses increase also towards the



Fig. 7.- Panoramic photographs showing the gradual, lateral and vertical facies changes recognized in the Oncala Group. A.- Panoramic photograph of the central area of the basin (location indicated in Fig. 3B) showing the interbedding of siliciclastic and carbonate-evaporitic deposits within the stratigraphic interval C of the Oncala Group. B.- Panoramic photograph of the eastern area of the basin (location indicated in Fig. 3B), where carbonate-evaporitic deposits with high proportion of evaporites (E+C) pass to carbonate-evaporitic deposits with lower proportion of evaporites and interbedded with shales (C+E+sh).

Fig. 7.- Fotografías panorámicas que muestran los cambios graduales de facies, tanto laterales como verticales, reconocidos en el Grupo Oncala. A.- Fotografía panorámica del área central de la cuenca (situación indicada en Fig. 3B) que muestra la intercalación de depósitos siliciclásticos y carbonático-evaporíticos en el intervalo estratigráfico C del Grupo Oncala. B.- Fotografía panorámica de la zona Este de la cuenca (situación indicada en Fig. 3B), donde depósitos carbonático-evaporíticos con alta proporción de evaporitas (E+C) pasan a depósitos carbonático-evaporíticos con menor proporción de evaporitas e intercalados con lutitas (C+E+sh).



eastern areas of the basin in this interval (Fig. 7B).

Interval C (Fig. 4) consists of parallel-laminated, carbonate-evaporitic deposits interbedded with shales, identical to those in the central area of the basin (interval C of Yn and Ma in Fig. 4). These carbonate-evaporitic deposits are distinguishable from those of the intervals A and B in the Aguilar section due to more conspicuous, continuous, parallel lamination, comparatively less amount of pseudomorphs after gypsum, and scarcity of carbonate breccias (Fig. 4). Sporadic desiccation mudcracks are present in interval C. Fossil content includes ostracods, stromatolites, and according to Gómez-Fernández (1992) and Meléndez and Gómez-Fernández (2000), very scarce foraminifera.

Interval D (Fig. 4) is very similar to that of the central area because it consists of parallel-laminated, carbonate-evaporitic deposits with lower proportion of evaporites, ripples, centimetre-size pseudomorphs after gypsum, desiccation mudcracks, rare tepees, ostracods, gastropods, and bivalves.

5.4. Easternmost area of the Oncala Group

The easternmost area of the Oncala Group is studied in the stratigraphic section of Cervera, which comprises 720 m of sediments (Ce, Fig. 4), and despite the differences in thickness, shows many parallelisms with the adjacent area of Aguilar (Ag, Fig. 4). Four main stratigraphic intervals (A to D of Ce stratigraphic section, Fig. 4) are recognized in this area.

Interval A (Fig. 4) is made up of alternating laminae of carbonate mudstone and gypsum (Fig. 9F). Desiccation mudcracks are common at the top of the carbonate laminae, in contrast with deposits of the interval A in the adjacent Aguilar stratigraphic section (Fig. 4). Evaporitic laminae, now made up of secondary gypsum, were probably originally made up of lenticular gypsum crystals, detrital gypsum, and less abundant selenite gypsum crystals (Quijada *et al.*, 2010a). Sulphur isotopic composition of the secondary gypsum has values ranging from 17.8 to 20.3‰_{V-CDT} and the mean value is 18.2‰_{V-CDT} (Alonso-Azcárate *et al.*, 2006).

Interval B (Fig. 4) is characterized by the presence of sandstone-mudstone layers and carbonate breccias in addition to alternating laminae of carbonate mudstone and secondary gypsum. Sandstone-mudstone layers are up to 6 m thick and laterally very extensive (hundreds of metres wide), and show flat bases and tops. They display lenticular, wavy and flaser stratification. Desiccation mudcracks are abundant at the top of the siliciclastic and carbonate mudstones. Paleocurrents indicate transport directions to the South.

Interval C (Fig. 4) is made up of parallel-laminated, carbonate-evaporitic deposits, with abundant stromatolites and rare peloidal carbonate layers, made up of alternating laminae of peloid packstone and grainstone. The uppermost interval D (Fig. 4) is also made up of parallel-laminated, carbonate-evaporitic deposits with lower proportion of evaporites, centimetre-size pseudomorphs after gypsum, desiccation mudcracks, and larger fossil content.

6. Discussion

6.1. Sedimentological interpretation

Attending to lithological characteristics, the deposits of the Oncala Group can be classified in two main groups: siliciclastic deposits, which occur mostly in western areas of the basin, and carbonate-evaporitic deposits, which are more abundant eastwards. Firstly, the sedimentological characteristics of the siliciclastic and carbonate-evaporitic deposits are discussed separately; then, in order to make a paleogeographical interpretation of the Oncala Group, the lateral relationships of both types of deposits are analysed.

Siliciclastic deposits

Siliciclastic deposits of the Oncala Group occur in western to central areas of the basin, and show very gradual lateral and vertical facies changes. Westernmost areas of the basin (Mo section, Figs. 3B, 4) contain conglomerate and trough cross-stratified sandstone bodies in the lower part of the succession (interval B of Mo, Fig. 4), which were formed in braided fluvial systems, according to Gómez-Fernández (1992) and Meléndez and Gómez-Fernández (2000). These conglomerate and sandstone bodies progressively change upwards to sandstone meander loop bodies (interval C of Mo, Fig. 4), which were probably deposited in meandering fluvial systems (Gómez-Fernández, 1992; Meléndez and Gómez-Fernández, 2000).

Towards central areas of the basin, the fluvial deposits pass to laterally extensive heterolithic layers and meander loop bodies (intervals A to C of Yn and Ma, Fig. 4). Contrarily to previous interpretations of the deposits of central areas of the basin as continental sandy-muddy flat deposits (Gómez-Fernández, 1992; Meléndez and Gómez-Fernández, 2000), recent studies demonstrate that they were formed in broad, low-gradient, inter- to supratidal flats, traversed by shallow, meandering channels (Quijada *et al.*, 2014). The criteria that led to this interpretation are: the presence of meander loop bodies displaying low angle, lateral accretion units and IHS (Fig.

8A); alternation of sandstone and mudstone laminae that form lenticular, wavy and flaser bedding (Fig. 8C); rhythmic variations in the type of bedding and the thicknesses of the sandstone-mudstone couplets; abundant evidence of subaerial exposure at the top of numerous, consecutive laminae; predominance of non-channelled facies over meander loop bodies (Fig. 8B); and the fine grain size of the sediments and large amount of mudstone.

Carbonate-evaporitic deposits

The carbonate-evaporitic deposits can be divided in a lower and an upper group, attending to facies differences.

The lower carbonate-evaporitic deposits (stratigraphic intervals A and B of Ma, Ag, and Ce, Figs. 4, 9D, 9E), which contain large amounts of evaporites, carbonate breccias, and shales with desiccation mudcracks, are interpreted as formed in shallow, carbonate-sulphate water bodies and saline mudflats (Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández and Meléndez, 1994a; Quijada, 2009). The sulphur isotope composition of the gypsum of the easternmost area of the basin (17.8 to 20.3‰_{V-CDT}) led Alonso-Azcárate *et al.* (2006) to interpret that the main source of sulphate was probably the recycling of Triassic evaporites, which have $\delta^{34}\text{S}$ compositions around 14.5‰, and that the sulphur isotope composition was modified by bacterial sulphate reduction in the water bodies. Nonetheless, they also suggested that Berriasian seawater could have been an additional source of sulphate in the Cameros Basin. However, recent seawater sulphur isotope curves for the Cretaceous indicate that lowermost Cretaceous seawater had values of around 20‰ (Paytan *et al.*, 2004; Paytan and Gray, 2012). This value matches the composition of the gypsum of the Oncala Group, suggesting that it is more plausible that the source of sulphate was the Berriasian seawater. This possibility is reinforced by the fact that these carbonate-evaporitic deposits are laterally related with tidal flat deposits, and by the large amount of sulphate that precipitated in the Oncala Group. Although seawater input was recurrent, the water bodies were somehow confined, so water loss exceeded inflow, and consequently, salinity increased to gypsum supersaturation point (cf. Warren, 2006; Ortí, 2010).

The upper carbonate-evaporitic deposits (intervals C and D of Yn, Ma, Ag, and Ce, Fig. 4), which consist of parallel-laminated alternating carbonate mudstone and pseudomorphs after gypsum, contain slightly less proportion of pseudomorphs after sulphates relative to carbonates than the lower carbonate-evaporitic deposits, and show more conspicuous lamination (Figs. 9A, B). Contrarily to previous interpretations that ascribed a deep lacustrine origin to the upper carbonate-evaporitic deposits (Gómez-Fernández, 1992; Meléndez and Gómez-Fern-

ández, 2000), recent studies indicate that they accumulated in shallow, perennial, carbonate-sulphate water bodies (Quijada *et al.*, 2013). This interpretation is based on the presence of sporadic desiccation mudcracks, which are very abundant in some stratigraphic intervals (Fig. 9C); presence of rippled carbonates; interbedding of parallel-laminated carbonate-sulphate deposits with carbonate displaying centimetre-size pseudomorphs after gypsum, tepees, and desiccation cracks; absence of marked slope gradients in the basin; presence of the same laminated carbonate facies along tens of kilometres; and direct interbedding and lateral change with siliciclastic sandy-muddy flat deposits (fig. 7A). Salinities in the upper carbonate-sulphate water bodies were likely slightly lower than during deposition of the lower carbonate-evaporitic deposits, because sulphate deposits are less abundant.

Both the lower and upper carbonate-evaporitic deposits show less abundant pseudomorphs after gypsum in the areas adjacent to the siliciclastic deposits (Fig. 7B), which probably indicates lower salinities. This could be related with more freshwater input in these areas, probably coming from the siliciclastic fluvial system located to the west (Mo section, Fig. 4), and thus, relative smaller influence of marine waters.

Paleogeographic reconstruction of the Oncala Group

The presence of the same facies associations along tens of kilometres in the Oncala Group, the very gradual, lateral and vertical facies changes that characterize this unit (Fig. 4) and the presence of facies deposited only in shallow water environments, suggest that the sediments of the Oncala Group were developed in very broad, low-gradient, shallow areas. These broad shallow areas were occupied by rivers and floodplains in the westernmost area of the basin, tidal flats in western and central areas, and carbonate-sulphate water bodies in central and eastern areas (Fig. 10A). These depositional systems were laterally related, as shows the gradual, lateral and vertical facies changes between the siliciclastic and the carbonate-evaporitic deposits of the Oncala Group (Figs. 4, 10A). Both siliciclastic tidal flats and carbonate-evaporitic water bodies had marine connection, as indicate respectively the influence of tidal currents, and the large sulphate input and sulphur isotope compositions. Moreover, the ostracod assemblages of the Oncala Group indicate mixed fresh and brackish water conditions with marine incursions (Schudack and Schudack, 2009). The evidence of marine influence in these two systems suggests that a broad, coastal, protected, shallow embayment was developed in the eastern sector of the Cameros Basin during Berriasian times. According to the facies distribution, the basin received freshwater and siliciclastic input from westernmost areas.

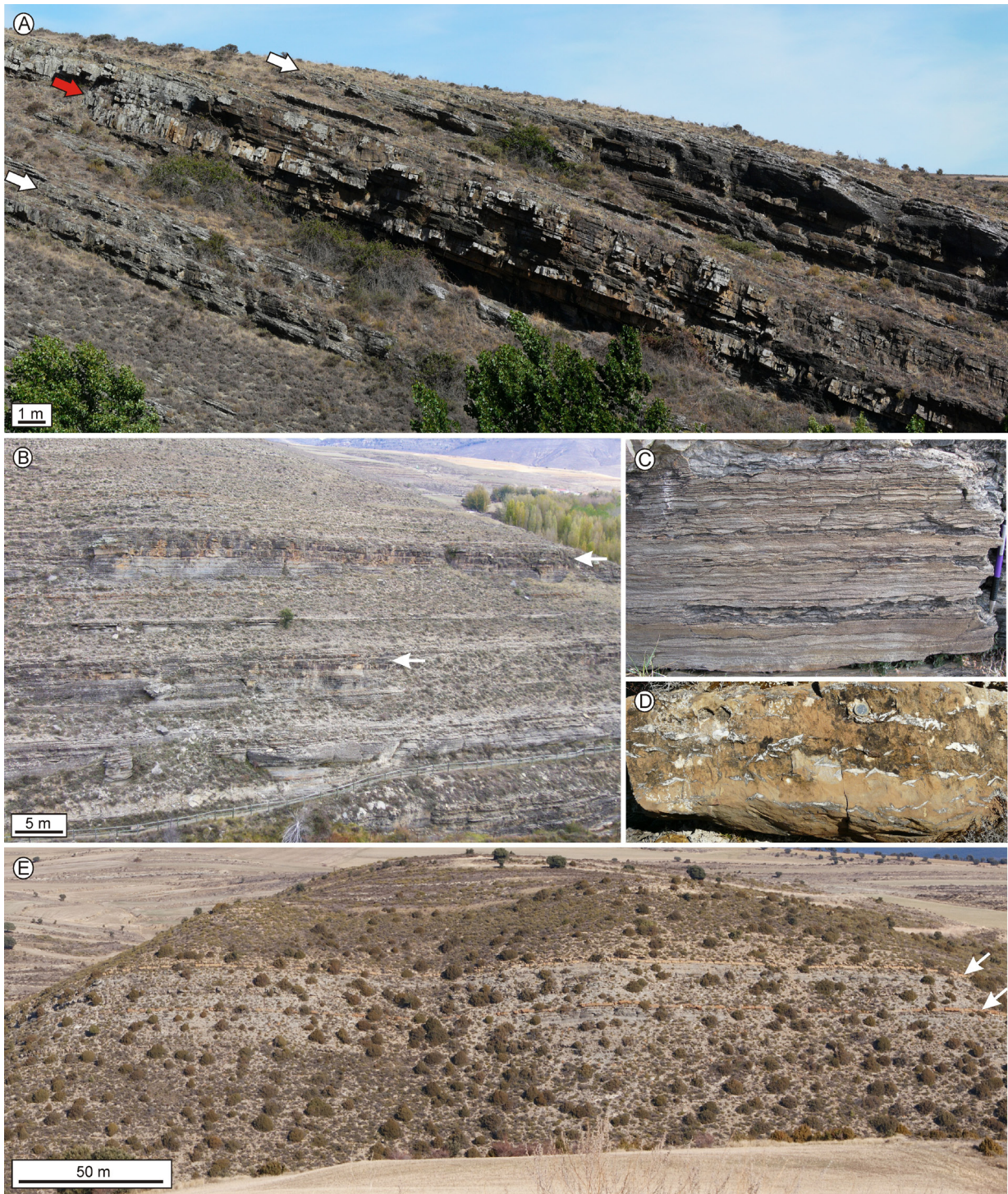


Fig. 8.- A- Field photograph of a meander loop body (red arrow) interbedded with laterally extensive heterolithic layers (white arrows). B- Field photograph showing the laterally extensive heterolithic layers and less abundant, meander loop bodies (marked with arrows). C- Field photograph showing flaser, wavy and lenticular bedding within lateral accretion units of a meander loop body. Pencil for scale in right area of the photograph. D- Field photograph of a massive carbonate mudstone layer with centimetre-size, calcite and quartz pseudomorphs after lenticular gypsum of the Aguilar del Río Alhama Formation. Diameter of the coin in upper central area of the photograph is 23 mm. E- Field photograph showing interbedded siliciclastic layers of the Huérteles Formation (grey colour) and massive carbonate layers of the Aguilar del Río Alhama Formation (orange colour, marked with arrows).

Fig. 8.- A- Fotografía de campo de un lóbulo de meandro (flecha roja) intercalado con capas heterolíticas lateralmente extensas (flechas blancas). B- Fotografía de campo que muestra capas heterolíticas lateralmente extensas y lóbulos de meandros menos abundantes (señalados con flechas). C- Fotografía de laminación *flaser*, ondulada y lenticular en unidades de acreción lateral de un lóbulo de meandro. Portaminas de escala en la parte derecha de la fotografía. D- Fotografía de campo de una capa de carbonato *mudstone* masivo con pseudomorfos centimétricos de yeso reemplazados por calcita y cuarzo de la Formación Aguilar del Río Alhama. El diámetro de la moneda situada en la parte central superior de la fotografía es de 23 mm. E- Fotografía de campo que muestra depósitos siliciclásticos de la Formación Huérteles (color gris) intercalados con capas carbonáticas masivas de la Formación Aguilar del Río Alhama (color naranja, señaladas con flechas).

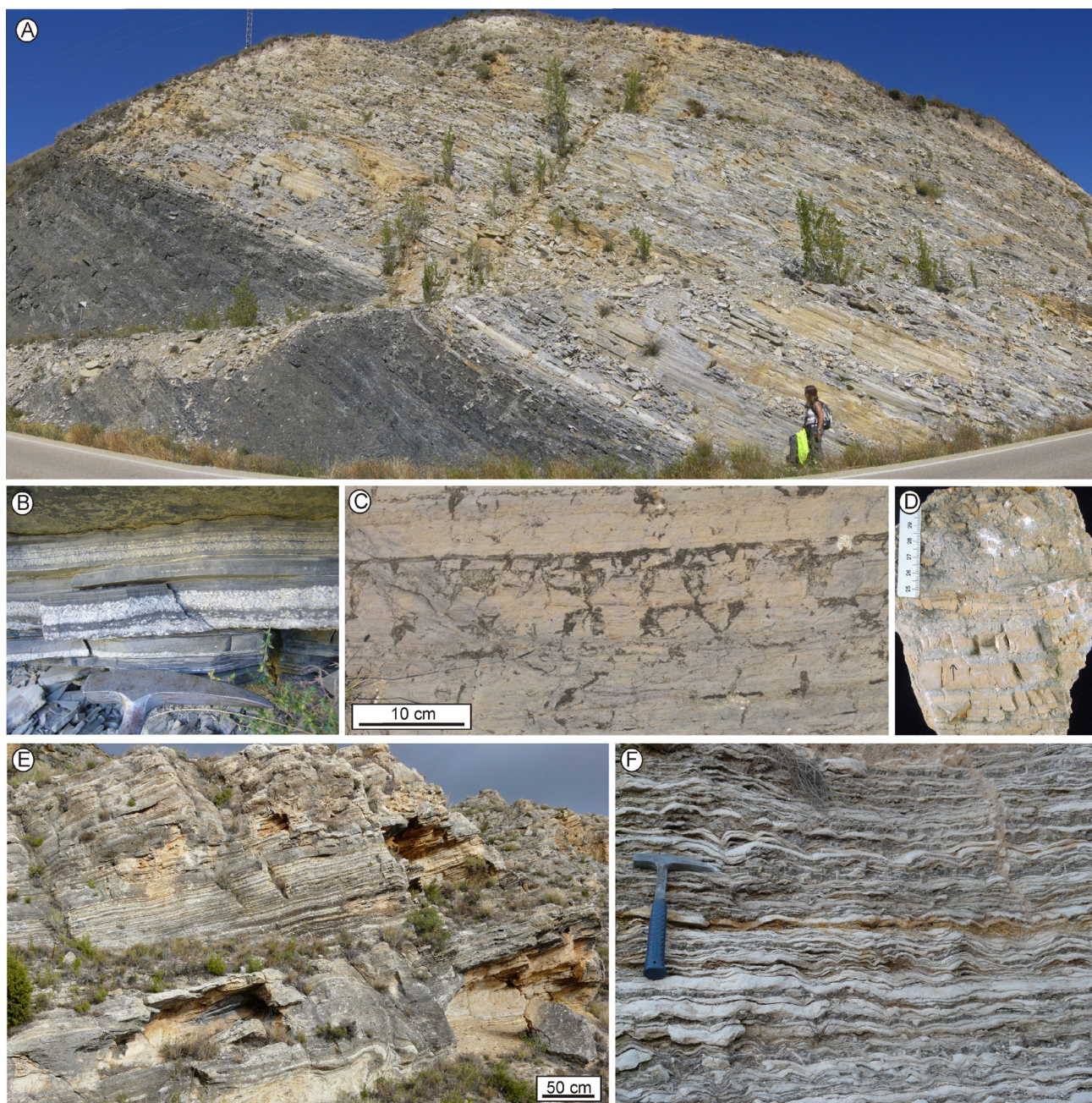


Fig. 9.- A- Field photograph of the Valdeprado Formation showing the continuous parallel lamination that characterizes this unit. Black deposits in the left area of the photograph are black shales, and light-colour deposits in the right area are alternating laminae of carbonate mudstone and pseudomorphs after gypsum. B- Field photograph of the alternation of laminae of carbonate mudstone and calcite and quartz pseudomorphs after gypsum of the Valdeprado Formation. Hammer for scale in the lower part of the photograph. C- Field photograph of the carbonate-evaporitic deposits of the stratigraphic interval D displaying abundant desiccation mudcracks (Valdeprado Formation). D- Photograph of a sample of carbonate-evaporitic deposits of the Aguilar del Río Alhama Formation. The lower part of the sample consists of an alternation of laminae of carbonate mudstone and calcite pseudomorphs after gypsum, and the upper part consists of a carbonate breccia. Scale bar is in centimetres. E- Field photograph of the carbonate-evaporitic deposits of the Aguilar del Río Alhama Formation. Note the laminated aspect they present. F- Field photograph of the alternation of laminae of carbonate mudstone and secondary gypsum of the Aguilar del Río Alhama Formation in easternmost areas of the basin (Ce stratigraphic section).

Fig. 9.- A- Fotografía de campo de la Formación Valdeprado que muestra la laminación paralela continua que caracteriza a esta unidad. Los depósitos negros de la parte izquierda de la fotografía son *black shales* y los depósitos de color claro de la parte derecha son una alternancia de láminas de carbonato *mudstone* y pseudomorfos de yeso. B- Fotografía de campo de la alternancia de láminas de carbonato *mudstone* y pseudomorfos de yeso reemplazados por calcita y cuarzo de la Formación Valdeprado. Martillo de escala en la parte inferior de la fotografía. C- Fotografía de campo de los depósitos carbonático-evaporíticos con abundantes grietas de desecación del intervalo estratigráfico D (Formación Valdeprado). D- Fotografía de una muestra de los depósitos carbonático-evaporíticos de la Formación Aguilar del Río Alhama. La parte inferior de la muestra está formada por una alternancia de láminas de carbonato *mudstone* y pseudomorfos de yeso reemplazados por calcita, y la parte alta consiste en una brecha carbonática. La escala está en centímetros. E- Fotografía de campo de los depósitos carbonático-evaporíticos de la Formación Aguilar del Río Alhama. Nótese el aspecto laminado que presentan. F- Fotografía de campo de la alternancia de láminas de carbonato *mudstone* y yeso secundario de la Formación Aguilar del Río Alhama en la zona más oriental de la cuenca (columna estratigráfica Ce).

The siliciclastic source was probably the Demanda Mas-sif (Figs. 3A, 10A), which began to behave as a paleo-geographic high since the Late Jurassic (Alonso *et al.*, 1986-1987; Benito and Mas, 2006). Abundant freshwater discharges from rivers into the tidal siliciclastic system may have impeded the presence of marine fossils in the Oncala Group, although additional causes, such as high rates of sedimentation, high suspended-sediment concentrations, or strongly acidic waters, cannot be excluded (Quijada *et al.*, 2014).

Some modern sedimentary settings present similarities with the paleoenvironments of the Oncala Group. An example could be the Bombetoka Bay in Madagascar, a large tidal embayment where freshwater from the Betsiboka River mixes with salty water from the sea (Raharimahefa and Kusky, 2010). The large freshwater discharges and strong river dynamics cause the prevalence of freshwater over the marine influences in the Betsiboka Estuary. The Upper San Francisco Estuary/Sacramento Delta in California is another example of an inland tidal delta located in a protected bay (Brown and Pasternack, 2004) in which fresh to brackish conditions occur (Wells and Goman, 1995). However, these two modern examples do not contain carbonate-evaporitic deposits adjacent to the siliciclastic tidal system, as occurs in the Oncala Group, probably because of lower evaporation/water input rates in these modern environments. The eastern area of the Indus Delta is an example of a tide-dominated siliciclastic system laterally related with a vast evaporitic mudflat that receives seawater input (Inam *et al.*, 2007; Dalrymple and Choi, 2007). These modern coastal evaporitic mudflats occupy a protected area, as it is interpreted for the carbonate-evaporitic system of the Oncala Group.

Moreover, the broad, shallow, carbonate-sulphate water bodies interpreted for the Oncala Group can be compared with ancient, evaporitic epicontinental seaways that spread out across large continental areas (see Warren, 2006, 2010), such as those developed in the Northern Delaware Basin margin, USA, at Permian times (Elliott and Warren, 1989), and in the Arbuckle Group, Oklahoma (USA), during the Ordovician (John and Eby, 1978). These seaways caused covering of huge restricted areas by extremely shallow water sheets, much of them only tens of centimetres deep. Extensive evaporite deposits and muddy carbonates, mostly peloid mudstones and packstones, were deposited in these evaporitic seaways. The laminated carbonate mudstone and sulphate deposits of the Oncala Group show some resemblances to these ancient deposits, in that they were developed in broad, shallow, confined areas with high salinities, and muddy/peloidal carbonates and evaporites were deposited (Quijada *et al.*, 2013).

6.2. Lateral and vertical evolution

In addition to the identification of the four main stratigraphic intervals (Figs. 4, 6), the analysis of the lateral and vertical facies changes of the Oncala Group allows the recognition of very gradual retrogradational and progradational trends of the siliciclastic deposits and the carbonate-evaporitic deposits. Stratigraphic interval A (Figs. 4, 6) is characterized by the gradual progradation of siliciclastic sediments over carbonate-evaporitic deposits (Figs. 4, 6). The maximum progradation of the siliciclastic sediments marks the start of the stratigraphic interval B (Figs. 3B, 4, 6). A general, gradual retrogradational trend is then observed in this interval.

The important retrogradation of the siliciclastic facies that occurred at the base of the interval C triggered a westward migration of the siliciclastic deposits, and the concurrent expansion of carbonate-evaporitic deposits over most of the basin (interval C, Fig. 4, 6). Moreover, the carbonate-evaporitic deposits of interval C contain smaller amounts of evaporites, which likely indicate shorter periods of confined conditions in the carbonate-sulphate water bodies than in the lower intervals A and B. In the central areas of the basin (Yn, Figs. 3B, 4, 6, 7A), siliciclastic facies of the lower part of the interval C are interbedded with the carbonate-evaporitic deposits. The siliciclastic content gradually decreases upwards while the content of carbonate-evaporitic deposits increases until they occupy the entire basin in the upper part of interval C (Figs. 3B, 4, 6). This suggests that the retrogradational trend recorded in interval B continued throughout interval C.

Interval D (Fig. 4) is characterized in all the stratigraphic sections by laminated carbonate-evaporitic deposits containing larger fossil content, lower proportion of evaporites, black shales, abundant mudcracks, ripples, centimetre-size pseudomorphs after gypsum, and tepees. This demonstrates more abundant freshwater and siliciclastic discharges into the water bodies than in the underlying sediments, indicative of a progradational trend.

Gómez-Fernández (1992) interpreted that the succession of the westernmost area of the basin (Mo, Fig. 4) was laterally related only with the upper carbonate-evaporitic deposits (i.e. intervals C and D of this study). However, this author describes a gradual vertical change in the stratigraphic log of Montenegro from deposits of braided rivers to meandering rivers interbedded with rare carbonate layers, and finally to black carbonate deposits. We suggest that this retrogradational trend is rather related to the retrogradational trend recorded in the stratigraphic intervals B and C (Fig. 4). The occurrence of the carbonate layers is likely related with the important retrogradation that marks the beginning of the interval C.

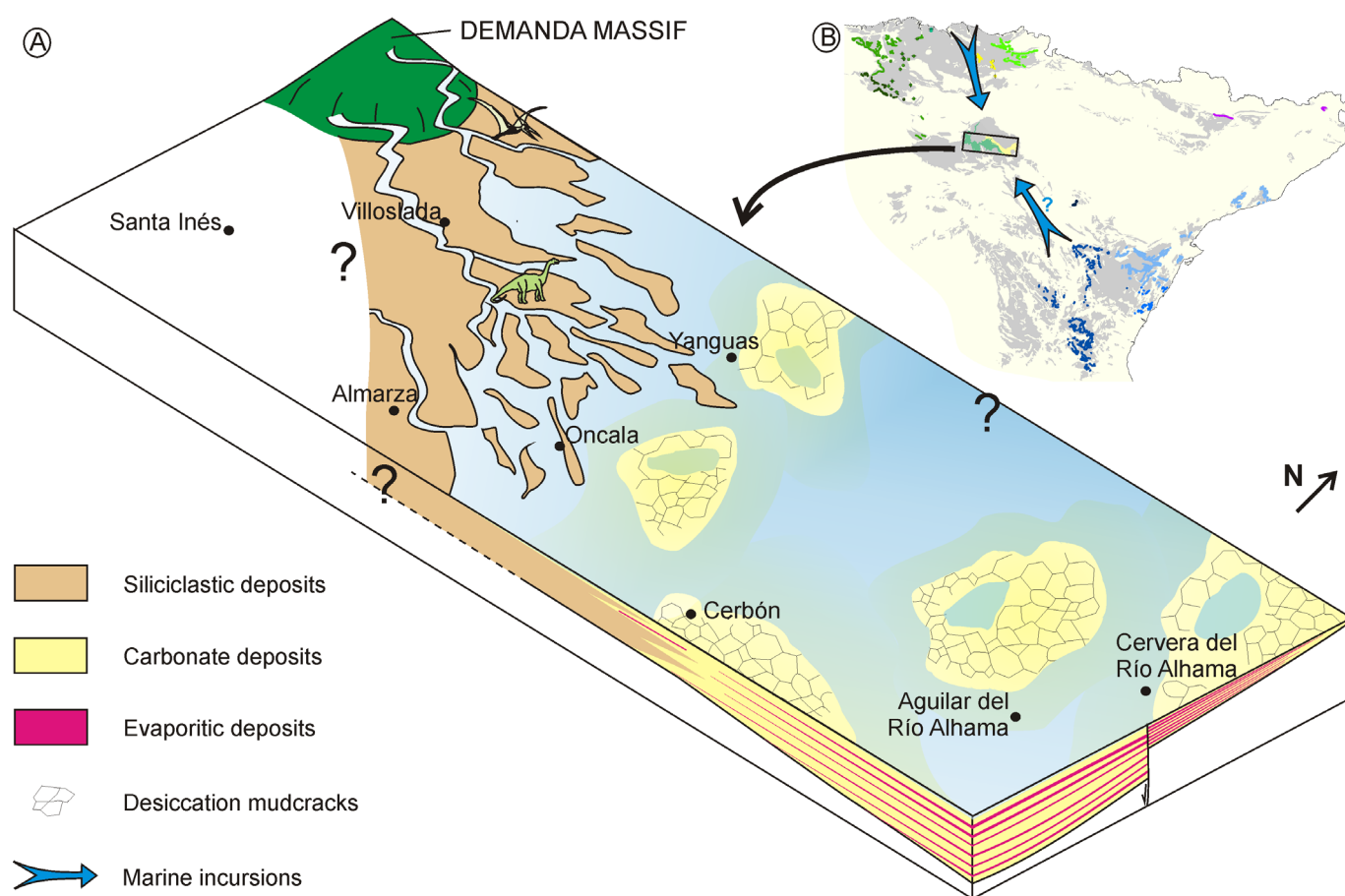


Fig. 10.- A- Paleogeographic reconstruction of the eastern Cameros Basin in Berriasian times (during deposition of the lower to middle part of the third stratigraphic interval of the Oncala Group). Siliciclastic tidal flats developed in western areas of the basin, and shallow, coastal, carbonate-sulphate water bodies formed in eastern areas of the basin. The shallow depositional depth and the very low gradients of these water bodies caused the occasional exposure of large areas of them. B- Synthetic map showing the location of the Berriasian deposits of the Iberian Peninsula (see Fig. 5 for more detail). The blue arrows mark the probable marine influence in the Cameros Basin from the Basque-Cantabrian Basin and the possible marine influence from the Iberian Basin.

Fig. 10.- A- Reconstrucción paleogeográfica de la Cuenca de Cameros oriental durante el Berriasiense (durante el depósito de la parte inferior a media del tercer intervalo estratigráfico del Grupo Oncala). En las zonas occidentales de la cuenca se formaron llanuras mareales siliciclásticas y en las zonas orientales se formaron cuerpos de agua costeros someros de composición carbonático-evaporítica. La poca profundidad y bajos gradientes topográficos de estos cuerpos de agua causaban que extensas zonas quedaran ocasionalmente expuestas. B- Mapa sintético que muestra la localización de los depósitos berriasienses de la Península Ibérica (ver Fig. 5 para más detalle). Las flechas azules marcan la probable influencia marina en la Cuenca de Cameros desde la Cuenca Vasco-Cantábrica y la posible influencia desde la Cuenca Ibérica.

Another important issue is the sharp change in thickness, from 2500 m to 700 m of sediments, between the sections of Aguilar and Cervera (Ag and Ce in Fig. 4), i.e. a difference of 1800 m between areas that are less than 10 km apart. An important fault and several tectonic structures separate now these two areas (Fig. 3B). It is suggested that this fracture zone was active during deposition of the Oncala Group, as was previously proposed by Gómez-Fernández and Meléndez (1994a), and it was afterwards reactivated during the Alpine Orogeny. Moreover, in the easternmost area of the basin the same retrogradational and progradational trends as in the adjacent area are recognized, which suggests that the four stratigraphic intervals of the Oncala Group were also recorded in this area of reduced thickness. These consid-

erations indicate that the syn-sedimentary fracture zone was active during the deposition of the entire Oncala succession. The lower accommodation rate in the area of Cervera relatively to the area of Aguilar, however, did not cause major facies changes between both areas, but is responsible for more common subaerial exposure in the area of Cervera (Fig. 4).

6.3. Lithostratigraphic revision of the Oncala Group

The lithostratigraphic units proposed by other authors for the Oncala Group are revised considering the updated stratigraphic data (Fig. 6). Although Gómez-Fernández (1992) and Gómez-Fernández and Meléndez (1994b) based their subdivisions of the Oncala Group on the pres-

ence of an unconformity (see section 4 and Fig. 6), we have not recognized any unconformity within the Oncala Group, but gradual vertical and lateral facies changes, as discussed above (Figs. 3B, 4, 6). As a consequence, we consider that subdivisions based on lithostratigraphic considerations, similar to those proposed by Guiraud and Seguret (1985, see section 4 and Fig. 6), are more suitable. In agreement with Guiraud and Seguret (1985), the western siliciclastic deposits of the Oncala Group are grouped as the Huérteles Formation; the lower carbonate-evaporitic deposits of intervals A and B, as the Aguilar del Río Alhama Formation; and the upper carbonate-evaporitic deposits of intervals C and D, as the Valdeprado Formation (Fig. 6). Nevertheless, in contrast to the original definition of Guiraud and Seguret (1985), we interpret that the Valdeprado Formation is also laterally related with siliciclastic deposits towards the west (Figs. 3B, 4, 6, 7A). We also establish that the lower limit of the Valdeprado Formation in the central areas of the basin (Yn, Fig. 4) is marked by the presence of parallel-laminated carbonate-deposits of stratigraphic interval C, instead of by the disappearance of sandstone bodies, as was interpreted by Guiraud and Seguret (1985), Gómez-Fernández (1992), and Gómez-Fernández and Meléndez (1994b). Although Guiraud and Seguret (1985) named the lower carbonate-evaporitic deposits Aguilar Formation, we have enlarged this name to Aguilar del Río Alhama Formation to avoid misunderstanding with the Tithonian-Berriasian Aguilar Formation of the Basque-Cantabrian Basin (Hernández *et al.*, 1999).

6.4. Comparison with other Berriasian successions of NE Iberia

Once established that the Berriasian deposits of the Cameros Basin were formed in coastal environments, it remains the question of the provenance of the marine waters. To answer that question the deposits of the Oncala Group are compared with those of the neighbouring Basque-Cantabrian, Iberian, and Pyrenean Basins, all of which containing open marine sediments.

Berriasian deposits of the Basque-Cantabrian Basin display different facies associations from western to eastern areas (summarized in Fig. 5). The Tithonian-Berriasian succession of the Cantabrian graben, in the western Basque-Cantabrian Basin (Fig. 5), is made up of continental to shallow-marine deposits (Pujalte, 1982; Pujalte *et al.*, 2004; and references therein). Continental deposits, including fluvial sandstone and mudstone and lacustrine-palustrine carbonates and evaporites, are more extensive in the lowermost part of the succession, being best developed in southwesternmost areas (García de Cortázar and Pujalte, 1982; Lanaja and Navarro, 1987; Pujalte *et al.*, 2004; and references therein). Sediments

of the middle part of the succession, which consist of siliciclastic and carbonate mudstones and less abundant sandstones, are interpreted as formed in shallow brackish lagoons (Pujalte, 1982; García de Cortázar and Pujalte, 1982). The overlying sediments, made up of sandstones, sandy limestones, and mudstones, are interpreted as deposited in broad tidal flats and channels, and they form a transgressive-regressive cycle (Pujalte, 1982; García de Cortázar and Pujalte, 1982). Continental deposits then prograde over the tidal flat sediments in the uppermost part of the Berriasian succession.

In the Bilbao anticlinorium, in the central area of the Basque-Cantabrian Basin (Fig. 5), Lower Cretaceous thick successions containing interbedded black shales, evaporites (anhydrite and gypsum, and also halite in Cegama-1 and Aitzgorri-1 wells), and minor sandstones and limestones, have been drilled in oil exploration wells (Lanaja and Navarro, 1987; Ábalos *et al.*, 2008; Iribar and Ábalos, 2011). Unfortunately, the low biostratigraphic resolution of the fossils in these deposits makes them difficult to date. Thus, Sánchez-Ferrer (1991) tentatively attributed them a Late Jurassic-Valanginian age, whereas Ábalos *et al.* (2008) lithologically correlated them with the earliest sediments of the Villaro Formation, whose age is also uncertain (Berriasian for Ramírez del Pozo, 1969; upper Berriasian-early Valanginian for García-Garmilla, 1989; upper Valanginian for Pujalte *et al.*, 2004). Whatever the case, sulphur isotope compositions of the sulphates range between 17.4 and 23.7‰_{V-CDT} (mean value = 19.6‰_{V-CDT}, Ábalos *et al.*, 2008; Iribar and Ábalos, 2011), which is very similar to the composition of the gypsum of the Oncala Group (mean value = 18.2‰_{V-CDT}, Alonso-Azcárate *et al.*, 2006). In the northern part of the Bilbao region (Fig. 5), oil exploration wells discovered shallow marine limestones in a stratigraphic position equivalent to the described Berriasian deposits of the Basque-Cantabrian Basin. This suggests that a connection with the open sea existed in this northern area (Rosales *et al.*, 2002b).

Eastern areas of the Basque-Cantabrian Basin (Fig. 5) contain black limestones with pellets, serpulids, gastropods, and bivalves, interpreted as deposited in restricted marine environments (Pujalte, 1982). These sediments thin eastwards, eventually disappearing in the Basque massifs, which were paleogeographic highs at that moment (Soler and José, 1972; Rosales *et al.*, 2002).

Berriasian deposits of the Iberian Basin are present in the South Iberian sub-basin, Maestrat sub-basin, and Catalan Coastal Ranges, and display also important lateral changes (Aurell *et al.*, 1994; Bádenas *et al.*, 2004; Mas and Salas, 2002; Mas *et al.*, 2004; and references therein). In the western areas of the Iberian Basin (Fig. 5), siliciclastic tidal flats incised by meandering tidal channels were developed (Mas *et al.*, 1984; Aurell *et*

al., 1994; Cobos *et al.*, 2010). They pass southwards to carbonate mudstones to wackestones formed in a subtidal lagoon. In eastern areas of the Iberian Basin (Fig. 5), carbonate tidal flats and fringing oolitic-bioclastic shoals were developed (Salas, 1989; Bádenas *et al.*, 2004). The lateral relationship between the carbonate and siliciclastic tidal flats is gradual, and both grade southeastwards (Fig. 5) into hemipelagic *Calpionella* limestones (Salas, 1989; Aurell *et al.*, 1994). Moreover, thinner (up to 70 m-thick), Tithonian-Berriasian, marine-influenced siliciclastic mudstones and sandstones (Ipas *et al.*, 2007) have been described in the Iberian Basin in the province of Zaragoza (Villanueva de Huerva and Aguilón sectors, Fig. 5).

Berriasian deposits of the Pyrenees are present in the Organya Basin and Figueres-Montgrí area (Fig. 5), and consist of a succession of marls, limestones, silty sandstones, and carbonaceous silty limestones. This succession shows a shallowing-up evolution, from pelagic deposits at the base to inner ramp sediments in the middle part, and finally, to lagoonal deposits in the upper part (Berástegui *et al.*, 2002; Robador and García-Senz, 2004).

The sedimentary record of Berriasian times in Iberia shows that open marine areas were located in northernmost Basque-Cantabrian Basin, southeasternmost Iberian Basin, and the Pyrenees. The Oncala Group display strong similarities with the deposits of the Basque-Cantabrian Basin, such as the presence of broad, brackish shallow areas, or the occurrence of siliciclastic sediments (frequently tidal) in western areas of the basin and carbonate facies in eastern areas. Moreover, evaporites may have also been formed in the Bilbao region of the Basque-Cantabrian Basin at Berriasian times. Although their age is uncertain, the similar sulphur isotope compositions and sedimentological features of the evaporitic deposits of both basins make us think that at least part of the evaporitic deposits of the Basque-Cantabrian Basin could be correlatable with those in the Oncala Group. If this hypothesis is right, the strong similarities in the sulphur isotope compositions of the sulphates of both basins would suggest that the sulphate source was the same for both areas. Furthermore, these $\delta^{34}\text{S}$ compositions between 17.4 and 23.7‰ are similar to the sulphur isotope composition of lowermost Cretaceous seawater (cf. Paytan *et al.*, 2004; Paytan and Gray, 2012), and strongly different from $\delta^{34}\text{S}$ compositions around 14‰ of the Triassic evaporites of the Basque-Cantabrian and Cameros Basins (Alonso-Azcárate *et al.*, 2006; Iribar and Ábalos, 2011), which were also proposed as a sulphate source. Thus, the sulphur isotope compositions indicate that the more plausible sulphate source in both the Basque-Cantabrian and Cameros Basin was probably Lower Cretaceous seawater. All these similarities plus the proximity of both basins suggest that the Cameros Ba-

sin was connected with coastal and marine areas of the Basque-Cantabrian Basin during Berriasian times (Fig. 10B). This paleogeographic affinity of the sediments of the Cameros area with Boreal marine areas of the Basque-Cantabrian Basin is not exclusive of the Oncala Group; in fact, during the late Kimmeridgian the Boreal shoreline was much closer to the Cameros area than the Tethys shoreline (Benito *et al.*, 2005). Unfortunately, the presence of the Tertiary Ebro Basin between the Cameros Basin and the Basque Cantabrian Basin impedes establishing the exact location of the connection between these basins during Berriasian times.

An attempt of correlating the progradational-retrogradational trends observed in the Oncala Group and in the Berriasian sediments of the Cantabrian graben has been carried out. In both basins a general retrogradational trend is observed in most of the succession. In the Cantabrian graben continental deposits in the lower part pass gradually to tidal flat deposits (Pujalte, 1982; García de Cortázar and Pujalte, 1982; Pujalte *et al.*, 2004; and references therein). In the Oncala Group the siliciclastic system migrated progressively landwards and carbonate-sulphate water bodies developed over most of the basin. It is interpreted that both retrogradational trends could be related to the same relative sea-level rise episode, which can be tentatively correlated with the transgressive cycle that occurred from lower to middle Berriasian in Boreal and Tethyan European basins (Hardenbol *et al.*, 1998; Ogg *et al.*, 2008; Ogg *et al.*, 2012). Berriasian successions in both basins recorded a progradational trend in the uppermost part, which caused the progradation of fluvial sediments over tidal deposits in the Cantabrian graben (Pujalte, 1982; Pujalte *et al.*, 2004), and more abundant siliciclastic and freshwater discharges in the Oncala Group. This progradational trend could be related with the regressive cycle that occurred during the upper Berriasian in the European basins (Hardenbol *et al.*, 1998; Ogg *et al.*, 2008; Ogg *et al.*, 2012).

Apart from the connection with the Basque-Cantabrian Basin, a southeast connection of the Cameros Basin with the Iberian Basin at Berriasian times cannot be excluded (Fig. 10B). The development of tidal flats in the Iberian Basin, and the presence of basins with marine-influenced deposits in an intermediate position between the South Iberian and Maestrat Basins and the Cameros Basin, such as the Villanueva de Huerva and Aguilón sectors (Fig. 5), lead to interpret that a connection of the Cameros Basin and the Tethys Sea could have existed. The relationship between the Cameros and Pyrenean Basins cannot be established because a major stratigraphic gap exists in the Berriasian sedimentary record of the Pyrenean Basin. However, it is documented that a paleogeographic high,

the so-called Ebro Massif, separated both basins (e.g. Ziegler, 1988; Salas *et al.*, 2001; Mas *et al.*, 2004).

7. Conclusions

The sedimentological analysis of the Oncala Group indicates that the eastern sector of the Cameros Basin during Berriasian times was occupied by a fluvial system in the westernmost area; broad, siliciclastic tidal flats in the western to central areas; and extensive, coastal, shallow, carbonate-sulphate water bodies, which received marine seawater input, in the central to eastern areas. This new interpretation differs from previous paleoenvironmental reconstructions, which ascribed an exclusively continental origin to these deposits.

The analysis of the lateral and vertical evolution of the Oncala Group allows the recognition of very gradual progradational and retrogradational trends of the siliciclastic deposits and the carbonate-evaporitic deposits. The Oncala Group shows a general retrogradational trend in most of the succession, which caused the gradual migration of the siliciclastic deposits westwards and the progressive spreading of the carbonate-evaporitic deposits over most of the basin. This interpretation implies that the development of carbonate-evaporitic deposits over large areas of the basin in the middle to upper part of the Oncala Group is not related with an unconformity within the unit, as was previously interpreted, but with gradual, vertical and lateral facies changes.

The sharp change in thicknesses between the easternmost area of the basin, close to the town of Cervera del Río Alhama (up to 720 m of sediments), and the adjacent area, close to the town of Aguilar del Río Alhama (up to 2500 m of sediments), is probably related with a syn-sedimentary fracture zone that was active during the deposition of the entire Oncala Group.

The development of broad tidal flats and coastal, shallow water bodies in the Oncala Group suggest that a wide, shallow, coastal embayment was developed in the Cameros Basin at Berriasian times. This new interpretation makes necessary to revise the paleogeographic reconstructions of this area of Iberia during Berriasian times. Comparison of the deposits of the Oncala Group with Berriasian deposits of adjacent basins strongly suggests that the Cameros Basin was connected with transitional and marine areas of the Basque-Cantabrian Basin, in which similar facies associations were deposited and a similar vertical evolution is evident. Additionally, a connection with the southern Iberian Basins cannot be excluded.

Acknowledgements

This work was funded by the Spanish DIGICYT projects CGL2008-01648/BTE and CGL2011-22709, the "Sedimentary Basin Analysis" Research Group of the Complutense University of Madrid-Madrid Community and a Spanish Department of Education FPU scholarship. The authors are very grateful to B. Tessier and V. Pujalte for their thoughtful and thorough reviews, and the editors J. López-Gómez and J. Martín-Chivelet for their kind support. We thank S. Lugli and F. Ortí for helpful discussion about the sulphur isotope compositions, S. Sacristán for providing information about the location of Berriasian outcrops in western Cameros Basin and help during field work, and A. Baza for help in the preparation of thin sections. We thank also the staff of the IGEO and the Department of Stratigraphy of the Complutense University of Madrid for their technical support, especially to B. Moral, G. Herrero, and J.C. Salamanca for preparation of thin sections, V. López for help with GIS, and L. Donadeo for bibliographic support.

References

- Ábalos, B., Alkorta, A., Iríbar, V. (2008): Geological and isotopic constraints on the structure of the Bilbao anticlinorium (Basque-Cantabrian basin, North Spain). *Journal of Structural Geology* 30, 1354-1367. doi:10.1016/j.jsg.2008.07.008
- Alonso, A., Mas, R. (1990): El Jurásico superior marino en el sector Demanda-Cameros. La Rioja-Soria. *Cuadernos de Geología Ibérica* 14, 173-198.
- Alonso, A., Meléndez, N., Mas, R. (1986-1987): Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España). *Acta Geológica Hispánica* 21-22, 296-306.
- Alonso-Azcárate, J., Bottrell, S. H., Mas, R. (2006): Synsedimentary versus metamorphic control of S, O and Sr isotopic compositions in gypsum evaporites from the Cameros Basin, Spain. *Chemical Geology* 234, 46-57. doi:10.1016/j.chemgeo.2006.04.004
- Arribas, J., Alonso, A., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J.F., Alonso-Azcarate, J., Artigas, R. (2003): Sandstone petrography of continental depositional sequences of an intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Journal of Sedimentary Research* 73 (2), 309-327. doi:10.1306/082602730309
- Aurell, M., Mas, R., Meléndez, A., Salas, R. (1994): El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuadernos de Geología Ibérica* 18, 369-396.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., García-Ramos, J.C. (2003): Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology* 162, 239-271. doi:10.1016/S0037-0738(03)00154-4
- Bádenas, B., Salas, R., Aurell, M. (2004): Three orders of regional sea-level changes control facies and stacking patterns of shallow platform carbonates in the Maestrat Basin (Tithonian-Berriasian, NE Spain). *International Journal of Earth Sciences: Geologische Rundschau* 93, 144-162. doi:10.1007/s00531-003-0367-2
- Benito, M.I., Lohmann, K.C., Mas, R. (2005): Paleogeography and paleoclimate in the Northern Iberian Basin of Spain: constraints from diagenetic records in reefal and continental carbonates. *Journal of*

- Sedimentary Research* 75 (1), 82-96. doi:10.2110/jsr.2005.008
- Benito, M.I., Lohmann, K.C., Mas, R. (2006): Micro-sized dolomite inclusions in ferroan calcite cements developed during burial diagenesis of Kimmeridgian reefs, Northern Iberian Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research* 76, 472-482. doi: 10.2110/jsr.2006.042
- Berástegui, X., Caus, E., Puig, C. (2002): Lower Cretaceous of the Pyrenees. In: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, pp. 267-270.
- Brown, K.J., Pasternack, G.B. (2004): The geomorphic dynamics and environmental history of an upper deltaic floodplain tract in the Sacramento-San Joaquin Delta, California, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 1235-1258. doi:10.1002/esp.1088
- Clemente, P. (2010): Review of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Stratigraphy in Western Cameros basin, Northern Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23 (3-4), 101-143.
- Cobos, A., Royo-Torres, R., Luque, L., Alcalá, L., Mampel, L. (2010): An Iberian stegosaurs paradise: The Villar del Arzobispo Formation (Tithonian-Berriasian) in Teruel (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293, 223-236. doi:10.1016/j.palaeo.2010.05.024
- Dalrymple, R.W., Choi, K. (2007): Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, 135-174. doi:10.1016/j.earscirev.2006.10.002
- Dickson, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 491-505.
- Doublet, S. (2004): *Contrôles tectonique et climatique de l'enregistrement stratigraphique dans un bassin continental de rift: le bassin de Cameros*. Unpublished Ph. D. Thesis, Université de Dijon, 494 p.
- Elliott, L.A., Warren, J.K. (1989): Stratigraphy and Depositional Environment of Lower San Andres Formation in Subsurface and Equivalent Outcrops: Chaves, Lincoln, and Roosevelt Counties, New Mexico. *AAPG Bulletin* 73, 1307-1325.
- García de Cortázar, A., Pujalte, V. (1982): Litoestratigrafía y facies del Grupo Cabuérniga (Malm-Valanginiense inferior?) al S de Cantabria-NE de Palencia. *Cuadernos de Geología Ibérica* 8, 5-21.
- García-Garmilla, F. (1989): The "wealden" of central Basque-Cantabrian region (Villaro Formation): Petrology and stratigraphic correlation with the Western formations. *Kobbe* 18, 35-49.
- Gómez-Fernández, J.C. (1992): *Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica*. Unpublished Ph. D. Thesis, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 343 p.
- Gómez-Fernández, J. C., Meléndez, N. (1994a): Climatic control on Lower Cretaceous sedimentation in a playa-lake system of a tectonically active basin (Huérteles Alloformation, Eastern Cameros Basin, North-Central Spain). *Journal of Paleolimnology* 11, 91-107. doi:10.1007/BF00683272
- Gómez-Fernández, J.C., Meléndez, N. (1994b): Estratigrafía de la "Cuenca de los Cameros" (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 7 (1-2), 121-139.
- Guimerà, J., Alonso, A., Mas, R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros Basin (N Spain). In: J.G. Buchanan, P.G. Buchanan (eds.), *Basin Inversion*. Geological Society of London Special Publication 88, pp. 433-453.
- Guiraud, M. (1983): *Evolution tectono-sédimentaire du Bassin Wealdien (Crétacé Inferieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (N-W Espagne)*. Unpublished Ph. D. Thesis, Université du Languedoc, Montpellier, 184 p.
- Guiraud, M., Seguret, M. (1985): A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). In: N. Christie-Blick, K.T. Biddle (eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 37, pp. 159-175.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.N., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C., Vail, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail (eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 60, pp. 3-13, charts 1-8.
- Hernández, J.M., Pujalte, V., Robles, S., Martín-Closas, C. (1999): División estratigráfica genética del Grupo Campóo (Malm-Cretácico Inferior, SW Cuenca Vascocantábrica). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11(3-4), 377-396.
- Hernández-Samaniego, A., Ramírez, J.J., Olivé, A., Álvaro, M., Ramírez del Pozo, J., Aguilar, M.J., Meléndez, A. (1990): Hoja geológica num. 242 (Munilla). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. I.G.M.E., Madrid.
- Inam, A., Clift, P.D., Giosan, L., Rashid Tabrez, A., Tahir, M., Rabbani, M.M., Danish, M. (2007): The Geographic, Geological and Oceanographic Setting of the Indus River. In: A. Gupta (ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 333-346.
- Ipas, J., Aurell, M., Bádenas, B., Canudo, J.I., Llesa, C., Mas, J.R., Soria, A.R. (2007): Caracterización de la Formación Villar del Arzobispo al sur de Zaragoza (Titónico, Cordillera Ibérica). *Geogaceta* 41, 111-114.
- Iribar, V., Ábalos, B. (2011): The geochemical and isotopic record of evaporite recycling in spas and salterns of the Basque Cantabrian basin, Spain. *Applied Geochemistry* 26, 1315-1329. doi:10.1016/j.apgeochem.2011.05.005
- John, J. W. St., Jr., Eby, D.E. (1978): Peritidal carbonates and evidence for vanished evaporites in the lower Ordovician Cool Creek Formation-Arbuckle Mountains, Oklahoma. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies* 28, 589-599.
- Lanaja, J.M., Navarro, A. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. I.G.M.E., Madrid, 465 p.
- Martín-Closas, C., Alonso, A. (1998): Estratigrafía y bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11(3-4), 253-270.
- Mas, R., Salas, R. (2002): Lower Cretaceous of the Iberian basin. In: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, pp. 284-288.
- Mas, R., Alonso, A., Meléndez, N. (1984): La Formación Villar del Arzobispo: un ejemplo de llanuras de marea siliciclásticas asociadas a plataformas carbonatadas. Jurásico terminal (NW. de Valencia y E. de Cuenca). *Publicaciones de Geología (Universidad Autónoma de Barcelona)* 20, 175-188.
- Mas, R., Alonso, A., Guimerà, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja- Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 6 (3-4), 129-144.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A., Alonso-Azcarate, J. (2002): La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria – implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubia* 14, 9-64.
- Mas, R., García, A., Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Segura, M. (2004): Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. In: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 503-510.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Alonso, A., Arribas, M.E., Lohm-

- ann, K.C., González-Acebrón, L., Hernán, J., Quijada, E., Suarez, P., Omodeo, S. (2011): Evolution of an intra-plate rift basin: the Latest Jurassic-Early Cretaceous Cameros Basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain). In: C. Arenas, L. Pomar, F. Colombo (eds.), *Post-Meeting Field trips 28th IAS Meeting, Zaragoza*. Geo-guías 8, pp. 117-154.
- Meléndez, N., Gómez-Fernández (2000): Continental Deposits of the Eastern Cameros Basin (Northern Spain) During Tithonian-Berriasian Time. In: E.H. Gierlowski-Kordesch, K.R. Kelts (eds.), *Lake basins through space and time*. AAPG Studies in Geology 6, pp. 263-278.
- Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M. (2008): *The Concise geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge, 177 p.
- Ogg, J.G., Hinnov, L.A., Huang, C. (2012): Cretaceous. In: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G. M. Ogg (eds.), *The geologic time scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, pp. 793-853. doi:10.1016/B978-0-444-59425-9.00027-5
- Ortí, F. (2010): Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica. In: A. Arche (ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, pp. 675-769.
- Paytan, A., Gray, E.T. (2012): Sulfur Isotope Stratigraphy. In: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G. M. Ogg (eds.), *The geologic time scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, pp. 167-180. doi:10.1016/B978-0-444-59425-9.00009-3
- Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D., Thiemens, M.H. (2004): Seawater Sulfur Isotope Fluctuations in the Cretaceous. *Science* 304, 1663-1665. doi:10.1126/science.1095258
- Pujalte, V. (1982): Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense. In: A. García (ed.), *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, pp. 51-63.
- Pujalte, V., Robles, S., Hernández, J.M. (1996): La sedimentación continental del Grupo Campóo (Malm-Cretácico basal de Cantabria, Burgos y Palencia): testimonio de un reajuste hidrográfico al inicio de una fase rift. *Cuadernos de Geología Ibérica* 21, 227-251.
- Pujalte, V., Robles, S., García-Ramos, J.C., Hernández, J.M. (2004): El Malm-Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica. In: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 288-291.
- Quijada, I.E. (2009): *Caracterización sedimentológica de los depósitos carbonático-evaporíticos de edad Berriasiense (Grupo Oncala) en el sector de Aguilar del Río Alhama. Cuenca de Cameros Oriental (NO de la Cordillera Ibérica)*. Unpublished Master's Thesis, Universidad Complutense de Madrid, 54 p.
- Quijada, I.E., Lugli, S., Suarez-Gonzalez, P., Ortí, F., Benito, M.I., Mas, R. (2010a): Sedimentary features preserved in the deformed Berriasian sulphate-carbonate deposits of the Oncala Group, Cameros Basin (Northern Spain). *Abstracts GEOSD 2010*, Torino, pp. 58-59.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R., Alonso, A. (2010b): Un ejemplo de llanura fluvio-deltaica influenciada por las mareas: el yacimiento de icnitas de Serrantes (Grupo Oncala, Berriasiense, Cuenca de Cameros, N. de España). *Geogaceta* 49, 15-19.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2012): An atypical mechanism of carbonate brecciation caused by tectonism in carbonate-sulfate deposits: evidence from the Oncala Gr (Berriasian, N Spain). *Abstracts 29th IAS Meeting of Sedimentology 2012*, Schlading, p. 317.
- Quijada, I. E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2013): Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Cameros Basin, northern Spain). *Journal of Sedimentary Research* 83, 241-257. doi: 10.2110/jsr.2013.23
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2014): Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain). In: B. Tessier, J.Y. Reynaud (eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication 48, in press.
- Raharimahefa, T., Kusky, T.M. (2010): Environmental Monitoring of Bombetoka Bay and the Betsiboka Estuary, Madagascar, Using Multi-temporal Satellite Data. *Journal of Earth Science* 21(2), 210-226. doi: 10.1007/s12583-010-0019-y
- Ramírez del Pozo, J. (1969): *Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbeckiense y Wealdense del Norte de España*. CE-PSA, Madrid, 68 p.
- Robador, A., García-Senz, J. (2004): El Cretácico Inferior de la vertiente surpirenaica. In: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 285-288.
- Rosales, I., Gräfe, K.-U., Robles, S., Quesada, S., Floquet, M. (2002): The Basque-Cantabrian Basin. In: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, pp. 272-274.
- Rosales, I., Robles, S., Quesada S. (2002): Early Cretaceous of the Basque-Cantabrian Basin. In: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, pp. 274-281.
- Salas, R. (1989): Evolución estratigráfica secuencial y tipos de plataformas de carbonatos del intervalo Oxfordiense-Berriasiense en las cordilleras ibérica oriental y costero catalana meridional. *Cuadernos de Geología Ibérica* 13, 121-157.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.F.H. Robertson, S. Crasquin-Soleau (eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle 186, pp.145-185.
- Salomon, J. (1982a): El Cretácico inferior de Cameros-Castilla. In: A. García (ed.), *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, pp. 345-387.
- Salomon, J. (1982 b): *Les formations continentales du Jurassique Supérieur – Crétacé Inférieur (Espagne du Nord – Chaînes Cantabrique et NW Ibérique)*. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon 6, Institut des Sciences de la Terre, Dijon, 227 p.
- Sánchez-Ferrer, F. (1991): *Evolución estructural post-Kimmérica de la plataforma continental Vasco-Cantábrica*. Unpublished Ph. D. Thesis, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, 173 p.
- Schudack, U., Schudack, M. (2009): Ostracod biostratigraphy in the Lower Cretaceous of the Iberian chain (eastern Spain). *Journal of Iberian Geology* 35, 141-168.
- Soler y José, R. (1972): El Jurásico y Cretáceo inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica Oriental). *Boletín Geológico y Minero* 83, 582-594.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Mas, J.R., Benito, M.I. (2010): Nuevas aportaciones sobre la influencia marina y la edad de los carbonatos de la Fm Leza en el sector de Préjano (SE de La Rioja). Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros. *Geogaceta* 49, 7-10.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (2013): Eustatic versus tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia. *Journal of Iberian Geology*, 39, doi:10.5209/rev_JIGE.2013.v39.n2.42502
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (2014): Do stromatolites need tides to trap ooids? Insights from a Cretaceous system of coastal-wetlands. In: B. Tessier, J.Y. Reynaud (eds.). International Association of Sedimentologists Special Publication 48, in press.
- Tischer, G. (1966): Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beihfte zum Geologischen Jahrbuch* 44, 123-164.
- Warren, J.K. (2006): *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1036 p.
- Warren, J. K. (2010): Evaporites through time: Tectonic, climatic and eustatic controls in marine and nonmarine deposits. *Earth-Science*

- Reviews* 98, 217-268. doi: 10.1016/j.earscirev.2009.11.004
- Wells, L. E. and Goman, M. (1995): Late Holocene Environmental Variability in the Upper San Francisco Estuary as Reconstructed from Tidal Marsh Sediments. In: C.M. Isaacs, V.L. Tharp (eds.), *Proceedings of the Eleventh Annual Pacific Climate (PACCLIM) Workshop*. Technical Report of the Interagency Ecological Program for the Sacramento-San Joaquín Estuary 40, pp. 185-198.
- Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *AAPG Memoir* 43, 198p.

5. Conclusiones

- Durante el Berriasiense se formó en el sector oriental de la cuenca de Cameros una extensa área de poca profundidad y de muy suave gradiente topográfico, en la que se desarrollaron ambientes deposicionales costeros, siliciclásticos en la zona occidental y carbonático-evaporíticos en la zona oriental. Los depósitos formados en dichos ambientes pertenecen al Grupo Oncala estudiado en esta tesis.
- Los depósitos siliciclásticos de la zona occidental a central del Grupo Oncala se sedimentaron en extensas llanuras fluvio-mareales de bajo gradiente topográfico, atravesadas por canales meandriformes con influencia mareal y con charcas carbonáticas dispersas. Estos ambientes sedimentarios se desarrollaron probablemente en la zona interna fluvio-mareal de un sistema dominado por las mareas, y se relacionaban hacia el oeste con sistemas de ríos meandriformes desde los que procedían importantes descargas de agua dulce y material siliciclástico. En estos ambientes se daba una mezcla de los procesos mareales y fluviales, y la salinidad del agua era probablemente dulce a salobre. La influencia mareal causaba una alternancia cíclica

de los episodios de tracción y de decantación, que dio lugar a la formación de dobletes de lutitas y arenas con estratificación lenticular, ondulada, *flaser* y paralela, y una repetitiva alternancia de inundación y exposición de los sedimentos, que permitió la formación de profundas huellas de desecación e icnitas de vertebrados. Asimismo, otras características, como la acumulación de sedimentos de grano fino exclusivamente y la enorme cantidad de lutitas acumuladas, el amplio predominio de las facies no canalizadas respecto a los cuerpos de lóbulos de meandro y el paso gradual entre ambos tipos de facies, también se consideran relacionadas con el carácter mareal de este sistema. La influencia fluvial favorecía que, en general, las corrientes fueran unidireccionales en el sentido del reflujo, y podría haber causado fluctuaciones estacionales en la descarga de agua y sedimento.

- Hacia el este, los depósitos siliciclásticos fluvio-mareales pasan a depósitos laminados carbonáticos y evaporíticos, formados en salinas costeras, someras y de composición carbonático-sulfática, en las que predominaban las condiciones de sedimentación subacuáticas. La salinidad del agua en estas salinas era progresivamente más alta desde la zona occidental hacia la zona más nororiental, debido probablemente a la mayor descarga de agua dulce en el área occidental desde la zona siliciclástica adyacente. Esto hacía que la zona occidental de las salinas estuviera ocupada por el dominio carbonático de las mismas y la zona oriental, por el dominio yesífero. Además, la salinidad de las salmueras en las salinas de la parte inferior del Grupo Oncala era ligeramente más alta (composición sulfática-carbonática) que en las salinas de la parte superior de la unidad (de composición carbonática-sulfática).
- La sedimentación en estas salinas estaba fuertemente controlada por la concentración en carbonato y sulfato del agua. De forma que, en las áreas occidentales, con menor salinidad, o en las áreas orientales durante intervalos de menor salinidad, se sedimentaba carbonato (generalmente precipitado en relación con la actividad microbiana o procedente de la acumulación de *pellets* fecales) y/o se acumulaban importantes cantidades de materia orgánica. El contenido fósil estaba limitado a ostrácodos y escasas carófitas, gasterópodos y bivalvos, que eran más frecuentes en zonas adyacentes a los depósitos siliciclásticos. Durante intervalos de alta salinidad, en las áreas orientales precipitaba yeso, generalmente intersticial y raramente de crecimiento vertical sobre la superficie del sedimento o precipitado libremente en el seno de la masa de agua.
- La preservación de laminación se debe probablemente a salinidades elevadas y fluctuantes (que podían provocar estratificación de las aguas), altas tasas de producción de materia orgánica y altas tasas de sedimentación. Estas condiciones podían impedir la proliferación de organismos bioturbadores, atenuar la velocidad de las corrientes a poca profundidad, crear condiciones disaeróbicas o anóxicas, y permitir que el sedimento fuera enterrado antes de que pudiera ser erosionado o bioturbado. A pesar de esto, las corrientes y olas podían afectar episódicamente el fondo y causar la resuspensión del sedimento. Además, las corrientes mareales puede que tuvieran ocasionalmente cierta influencia en las salinas, especialmente en las zonas adyacentes a las llanuras fluvio-mareales siliciclásticas.
- Los análisis de geoquímica isotópica realizados en los carbonatos y yesos del Grupo Oncala aportan información sobre la composición del agua a partir de la cual precipitaron. Los valores de $\delta^{34}\text{S}$ de los yesos sugieren que la principal fuente de sulfatos en las salinas procedía de aportes de agua marina. Por otro lado, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los carbonatos parecen coherentes con una mezcla de aguas marinas (más abundantes hacia la zona oriental de la cuenca) y continentales (más importantes hacia la zona occidental).

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los carbonatos sugieren que la actividad microbiana en las salinas era muy importante.

- El estudio de las brechas carbonáticas presentes en la zona oriental del Grupo Oncala, intercaladas entre los depósitos laminados carbonático-evaporíticos, ha permitido interpretar que se produjeron como consecuencia de la deformación tectónica de depósitos alternantes de carbonatos y sulfatos, durante la inversión de la cuenca de Cameros. Durante la deformación de estos depósitos, debido al diferente comportamiento reológico que muestran estas dos litologías, las láminas de sulfato respondieron de manera plástica a los esfuerzos, mientras que las láminas de carbonato se rompieron y desplazaron, dando lugar a una brecha de fragmentos prismáticos de carbonato flotando en una matriz de sulfato. Posteriormente, el sulfato fue reemplazado por calcita durante la exhumación.
- El análisis de la evolución sedimentaria del Grupo Oncala ha permitido reconocer que el Grupo Oncala se caracteriza por presentar tendencias progradantes y retrogradantes graduales entre los sedimentos siliciclásticos fluvio-mareales y los sedimentos carbonático-evaporíticos de salinas costeras. Además, se ha observado que la mayor parte del Grupo Oncala está caracterizada por una tendencia retrogradante que causó la progresiva migración de los depósitos siliciclásticos hacia el oeste y la expansión de los depósitos carbonático-evaporíticos por toda la cuenca a techo de la unidad.
- Debido a la ausencia de discontinuidades estratigráficas observadas dentro del Grupo Oncala, se considera conveniente subdividir este grupo de acuerdo a criterios litoestratigráficos, de manera similar a lo que propusieron otros autores anteriores. Así, el Grupo Oncala queda subdividido en la Formación Huérteles, que incluye los depósitos siliciclásticos de la zona occidental a central, la Formación Aguilar del Río Alhama, que incluye los depósitos laminados evaporítico-carbonáticos de la parte inferior del Grupo Oncala, y la Formación Valdeprado, que incluye los depósitos laminados carbonático-evaporíticos de la parte superior.
- La comparación de los sedimentos del Grupo Oncala con las sucesiones de edad berriasiense de otras cuencas cercanas sugieren que el sector oriental de la cuenca de Cameros pudo haber estado conectado con áreas costeras y marinas de la cuenca vasco-cantábrica y de las cuencas ibéricas meridionales. Las similitudes entre las facies depositadas en la cuenca vasco-cantábrica y en el Grupo Oncala, la idéntica composición isotópica de los sulfatos de ambas cuencas, y la evolución vertical similar que muestran ambas sucesiones, sugieren que estas dos cuencas estuvieron conectadas; al menos, las zonas orientales de éstas donde se acumularon importantes depósitos de evaporitas. Por otra parte, las llanuras siliciclásticas fluvio-mareales del Grupo Oncala podrían haber tenido una mayor relación con las llanura de marea de las cuencas ibéricas meridionales, pertenecientes al mismo sistema de *rift* y que, atendiendo al sentido de las paleocorrientes, ocuparían posiciones más distales dentro de ese sistema.

5. Conclusions

- During Berriasian times, very broad, low-gradient, shallow areas were developed in the eastern sector of the Cameros Basin. These areas were occupied by coastal siliciclastic sedimentary environments in the western zone and by coastal carbonate-evaporitic sedimentary environments in the eastern zone. The deposits formed in these depositional environments are part of the Oncala Group, studied in this Ph.D. Thesis.
- The siliciclastic deposits of the western to central areas of the Oncala Group were deposited in broad, low-gradient, fluvial-tidal flats, traversed by tide-influenced meandering channels and scattered carbonate ponds. These sedimentary environments were probably developed in the inner fluvial-tidal zone of a tide-dominated system, and were laterally related with meandering fluvial systems in the western areas of the basin, which discharged freshwater and siliciclastic sediments into the fluvial-tidal flats. Tidal and fluvial processes interacted in the fluvial-tidal flats, and the water composition within them was probably fresh to brackish. Tidal influence caused a cyclic alternation of periods of bedload transport and settling from

suspension, which produced the formation of sandstone-mudstone couplets with lenticular, wavy, flaser and planar bedding, and also caused a repetitive alternation of flooding and subsequent exposure of the sediments, which facilitated the formation of ubiquitous desiccation mudcracks and vertebrate footprints. Moreover, some other features, such as, the sedimentation of exclusively fine-grained deposits and the large amount of siliciclastic mudstones, the predominance of non-channelled facies over meander loop bodies, and the gradual change from meander loop bodies to non-channelled facies upwards, are interpreted as related with the tidal character of the system. The fluvial influence favoured mainly unidirectional ebb paleocurrents, and may have caused seasonal fluctuations in water and sediment discharge.

- The siliciclastic fluvial-tidal deposits pass eastwards to laminated carbonate and evaporitic deposits developed in coastal, shallow, carbonate-sulphate salinas, in which subaqueous conditions predominated. Water salinity in the salinas was progressively higher from western areas to northeastern areas, probably due to a higher freshwater input in the western areas of the salinas from the siliciclastic adjacent environments. As a result, the western areas of the salinas corresponded to the carbonate domain, and the eastern areas to the gypsum domain. Furthermore, water salinity was slightly higher in the salinas of the lower part of the Oncala Group (sulphate-carbonate composition) than in the salinas of the upper part of the succession (carbonate-sulphate composition).
- Sedimentation in the salinas was strongly controlled by the concentration of the brine. Thus, carbonates (related with microbial activity or with accumulation of faecal pellets) and/or large amounts of organic matter were deposited in less saline western areas of the salinas or in eastern areas during lower salinity periods. Fossil content was restricted to ostracods and few charophytes, gastropods and bivalves, which were more abundant in areas close to the siliciclastic deposits. During higher salinity periods, gypsum precipitated in the eastern areas of the basin. Most of the gypsum precipitated displacively within the sediment, but rarely bottom-nucleated and cumulate gypsum crystals precipitated as well.
- The necessary conditions for the preservation of lamination were probably achieved due to high and fluctuating salinities (which could cause stratification of the water column), high rates of organic matter production, and high sedimentation rates. These factors could have excluded burrowing organisms, damped currents even at shallow depths, created dysaerobic or anoxic conditions, and buried the sediments before they could be eroded or bioturbated. Nevertheless, currents and waves affected episodically the bottom, resuspending the sediment. Moreover, tidal currents may have influenced occasionally the salinas, especially in adjacent areas to the siliciclastic fluvial-tidal flats.
- Isotopic analysis of the carbonates and gypsums of the Oncala Group give some information about the water composition of the salinas. $\delta^{34}\text{S}$ values of the gypsums suggest that the main sulphate source in the salinas came from seawater input. $\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values of the carbonates are consistent with mixing of seawater (more abundant in eastern areas of the basin) and continental water (more abundant in western areas). $\delta^{13}\text{C}$ values of the carbonates suggest that microbial activity was very important in the salinas.
- The study of the carbonate breccias present in the eastern area of the Oncala Group, interbedded with laminated carbonate-evaporitic deposits, indicates that they were the result of the tectonic deformation of alternating deposits of carbonates and sulphates, during the inversion of the Cameros Basin. During the tectonic deformation of these deposits, due to the different rheological behaviour of these lithologies, the

sulphate laminae responded in a ductile manner, whereas the carbonate laminae were broken and displaced, resulting in a breccia composed of prismatic carbonate fragments floating in a sulphate matrix. Afterwards, the sulphate was replaced by calcite during uplift.

- The analysis of the sedimentary evolution of the Oncala Group shows that the Oncala Group is characterized by gradual progradational and retrogradational trends of the siliciclastic fluvial-tidal sediments and the carbonate-evaporitic salina deposits. Furthermore, most of the Oncala Group is characterized by a general retrogradational trend in most of the succession, which caused the gradual migration of the siliciclastic deposits westwards and the progressive spreading of the carbonate-evaporitic deposits over the whole basin at the top of the succession.
- Due to the absence of stratigraphic unconformities within the Oncala Group, it is considered that the most suitable subdivisions of this unit are those based on lithostratigraphic considerations, similarly to what some other authors had proposed previously. Thus, the Oncala Group is subdivided in the Huérteles Formation, which includes the siliciclastic deposits of the western to central areas, the Aguilar del Río Alhama Formation, which includes the laminated evaporitic-carbonate deposits of the lower part of the Oncala Group, and the Valdeprado Formation, which includes the laminated carbonate-evaporitic deposits of the upper part.
- The comparison of the sediments of the Oncala Group with the Berriasian successions of other neighbouring basins suggests that the eastern sector of the Cameros Basin could have been connected with coastal and marine areas of the Basque-Cantabrian Basin and the Iberian Basin. On one hand, the similarities between the facies deposited in the Basque-Cantabrian Basin and those in the Oncala Group, the identical isotopic composition of the sulphates in both basins, and the similar vertical evolution of both successions, suggest that these two basins (at least the eastern areas of them, in which important evaporitic deposits were accumulated) were connected. On the other hand, the siliciclastic fluvial-tidal flats of the Oncala Group could have been more related with the tidal flats developed in the southern Iberian Basins, which are part of the same rift system and, attending to the paleocurrents directions, would have occupied more distal areas within that system.

6. Bibliografía

- Ábalos, B., Alkorta, A., Iribar, V. (2008): Geological and isotopic constraints on the structure of the Bilbao anticlinorium (Basque-Cantabrian basin, North Spain). *Journal of Structural Geology* 30, 1354-1367.
- Aharon, P., Kolodny, Y., Sass, E. (1977): Recent hot brine Dolomitization in the "Solar Lake", Gulf of Elat; isotopic, chemical and mineralogical study. *Journal of Geology* 85, 27-48.
- Ainsworth, R.B., Hasiotis, S.T., Amos, K.J., Krapf, C.B.E., Payenber, T.H.D., Sandstrom, M.L., Vakarelov, B.K., Lang, S.C. (2012): Tidal signatures in an intracratonic playa lake. *Geology* 40, 607-610.
- Aitken, R. (1942): The Sierra of the Demanda (Burgos, Spain). Note of the tectonics of the northern margin. *Geological Magazine* 79, 33-48.
- Aitken, R. (1946): La Sierra de la Demanda (Burgos, España). Nota sobre la tectónica del Borde Norte. *Notas y Comunicaciones del IGME* 15, 183-209.
- Alam, M.M., Crook, K.A.W., Taylor, G. (1985): Fluvial herring-bone cross-stratification in a modern tributary mouth bar, Coonamble, New South Wales, Australia. *Sedimentology* 32, 235-244.
- Ali, Y.A., West, I. (1983): Relationships of modern gypsum nodules in sabkhas of loess to compositions of brines and sediments in northern Egypt. *Journal of Sedimentary Petrology* 53, 1151-1168.
- Allen, J.R.L. (1982): *Sedimentary Structures; Their Character and Physical Basis*, vol. 1. Elsevier, Amsterdam, 593 p.
- Allen, G.P. (1991): Sedimentary processes and facies in the Gironde estuary: a recent model for macrotidal estuarine systems. En: D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, R.A. Rahmani (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16, 29-40.
- Allen, P. (1998): Purbeck-Wealden (early Cretaceous) climates. *Proceedings of the Geologists' Association* 109, 197-236.

- Allen, P.A., Homewood, P. (1984): Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology* 31, 63-81.
- Alonso, M. (1990): Anostraca, Cladocera and Copepoda of Spanish saline lakes. *Developments in Hydrobiology* 59, 221-231.
- Alonso, A., Mas, R. (1988): La transgresión aptiense al Sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). *Comunicaciones II Congreso Geológico de España*, Granada 1, 11-14.
- Alonso, A., Mas, R. (1990): El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Cameros (La Rioja- Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica* 14, 173-198.
- Alonso, A., Mas, R. (1993): Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la cuenca de los Cameros. *Cuadernos de Geología Ibérica* 17, 285-310.
- Alonso, A., Mas, R., Meléndez, N. (1986-1987): Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España). *Acta Geológica Hispánica* 21-22, 293-306.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., Meléndez, A. (1987a): Origine et évolution du détroit ibérique au Crétacé supérieur. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon* 11, 79-130.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., Meléndez, A., Meléndez, N. (1987b): Modalités de la régression sur le détroit ibérique (Espagne) à la fin du Crétacé. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon* 11, 91-102.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution, Iberian Range, Spain. En: J.A.T. Simo, R.W. Scott, J.-P. Masse (eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms*. AAPG Memoir 56, 297-313.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C., Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). En: P.F. Friend, C.J. Dabrio (eds.), *Tertiary basins of Spain*. Cambridge University Press, Cambridge, 214-227.
- Alonso-Azcárate, J. (1997): *Evolución de los filosilicatos y génesis de los yacimientos de pirita en la Cuenca de Cameros: su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo. Cretácico inferior, La Rioja-Soria*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 544 p.
- Alonso-Azcárate, J., Barrenechea, J.F., Rodas, M., Mas, R. (1995a): Comparative study of the transition between very low grade metamorphism and low grade metamorphism in siliciclastic and carbonate sediments. Early Cretaceous, Cameros Basin (North Spain). *Clay Minerals* 30, 407-419.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Mas, R., Velasco, F. (1995b): Origen de las piritas de la Cuenca de Cameros, (La Rioja). *Geogaceta* 18, 180-183.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, S.H., Raiswell, R., Velasco, F., Mas, R. (1999a): Pathways and distances of fluid flow during low grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. *Journal of Metamorphic Geology* 17, 339-348.
- Alonso-Azcárate, J., Boyce, A.J., Bottrell, S.H., Macaulay, C., Rodas, M., Fallick, A.E., Mas, R. (1999b): Geochemical development and use of in situ laser sulfur isotope analysis for pyrite-anhydrite geothermometry: An example from the pyrite deposits of the Cameros Basin, NE Spain, *Geochemica et Cosmochimica Acta* 63, 509-513.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Barrenechea, J.F., Mas, J.R. (1999c): Factores que controlan la evolución de los parámetros cristaloquímicos y las asociaciones minerales en los sedimentos del Grupo Enciso (Cretácico inferior). Cuenca de Cameros. La Rioja (Norte de España). *Revista Sociedad Geológica de España* 12, 439-451.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, S.H., Mas, J.R., Raiswell, R. (1999d): Estudio textural e isotópico de los sulfuros diseminados en los sedimentos de la Cuenca de Cameros (La Rioja, España). *Revista Sociedad Geológica de España* 12, 241-249.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Fernández-Díaz, L., Bottrell, S.H., Mas, J.R., López-Andrés, S. (2001): Causes of variation in crystal morphology in metamorphogenic pyrite deposits of the Cameros Basin (N Spain). *Geological Journal* 36, 159-170.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, S.H., Mas, J.R. (2002): Los yacimientos de pirita de la Cuenca de Cameros. *Zubía* 14, 173-190.
- Alonso-Azcárate, J., Bottrell, S. H., Mas, R. (2006): Synsedimentary versus metamorphic control of S, O and Sr isotopic compositions in gypsum evaporites from the Cameros Basin, Spain. *Chemical Geology* 234, 46-57.
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P. Rodríguez, J.M. (2004): Cuenca del Ebro. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 550-556.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, P.G., Torres, T. (2004): Cuenca del Tajo. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 556-561.
- Alsharhan, A.S., Kendall, C.G.St.C. (2003): Holocene coastal carbonates and evaporites of the southern Arabian gulf and their ancient analogues. *Earth-Science Reviews* 61, 191-243.
- Álvaro, M., Capote, R., Vegas, R. (1979): Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica* 14, 172-177.
- Anderson, F.E. (1973): Observations of some sedimentary processes acting on a tidal flat. *Marine Geology* 14, 101-116.
- Anderson, T.F., Arthur, A. (1983): Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. En: M.A. Arthur; T.F. Anderson; I.R. Kaplan; J. Veizer y L.S. Land (eds.), *Stable isotopes in sedimentary geology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 10, 1-151.
- Anderson, R.Y., Dean, W.E. (1988): Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 62, 215-235.

- Anderson, R.Y., Dean, W.E., Bradbury, J.P., Love, D. (1985): Meromictic Lakes and Varved Lake Sediments in North America. *U.S. Geological Survey Bulletin* 1607, 19 p.
- Andres, M.S., Sumner, D.Y., Reid, R.P., Swart, P.K. (2006): Isotopic fingerprints of microbial respiration in aragonite from Bahamian stromatolites. *Geology* 34, 973-976.
- Andrews, S.D., Trewin, N.H., Hartley, A.J., Weedon, G.P. (2010). Solar variance recorded in lacustrine deposits from the Devonian and Proterozoic of Scotland. *Journal of the Geological Society of London*, 167, 847-856.
- Angulo, A., Muñoz, A. (2013): Análisis de la periodicidad climática de baja frecuencia registrada en los sedimentos lacustres del Grupo Enciso (Cretácico Inferior de la cuenca de Cameros, La Rioja): Aplicaciones a la correlación y datación de la serie. *Boletín Geológico y Minero* 124, 203-219.
- Arakel, A.V. (1980): Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hutt and Leeman lagoons, Western Australia. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 1305-1326.
- Aránzazu, M. (1877): Apuntes para una descripción físico-geológica de las Provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España* 4, 1-47.
- Arche, A., López-Gómez, J. (2005): Sudden changes in fluvial style across the Permian-Triassic boundary in the eastern Iberian Ranges, Spain: Analysis of possible causes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 104-126.
- Archer, A.W. (2013): World's highest tides: Hypertidal coastal systems in North America, South America and Europe. *Sedimentary Geology* 284-285, 1-25.
- Aref, M.A. (1998): Holocene stromatolites and microbial laminites associated with lenticular gypsum in a marine-dominated environment, Ras El Shetan area, Gulf of Aqaba, Egypt. *Sedimentology* 45, 245-262.
- Aref, M.A.M., Basyoni, M.H., Bachmann, G.H. (2014): Microbial and physical sedimentary structures in modern evaporitic coastal environments of Saudi Arabia and Egypt. *Facies* 60, 371-388.
- Arribas, J. (1984): *Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Provincias de Soria y Zaragoza)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 354 p.
- Arribas, J. (1985): Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Zona Norte). *Estudios Geológicos* 41, 47-57.
- Arribas, J. (1987): Las facies superiores del Muschelkalk en el borde de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica* 11, 557-574.
- Arribas, J., Soriano, J. (1984): La porosidad en las areniscas triásicas (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). *Estudios geológicos* 40, 341-353.
- Arribas, J., Mas, R., Ochoa, M., Alonso, A. (2002): Composición y diagénesis del registro detrítico en el borde suroccidental de la Cuenca de Cameros. *Zubía* 14, 99-109.
- Arribas, J., Alonso, A., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J.F., Alonso-Azcárate, J., Artigas, R. (2003): Sandstone petrography of continental depositional sequences of a intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Journal of Sedimentary Research* 73, 309-327.
- Arribas, J., Ochoa, M., Mas, R., Arribas, M.E., González, L. (2007a): Sandstone petrofacies in the Northwestern sector of the Iberian Basin. *Journal of Iberian Geology* 33, 191-206.
- Arribas, J., Mas, R., Arribas, M.E., Ochoa, M., González, L. (2007b): Sandstone petrofacies and geochemical imprints in a multihistoried intracratonic Rift basin (Iberian Basin). *Abstracts 25th IAS meeting*, Patras (Grecia), p. 197.
- Arthaud, F., Matte, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Bulletin Geological Society of America* 88, 1305-1320.
- Arthur, M.N., Jenkyns, H.C., Brumsack, A.J., Schlanger, S.O. (1990): Stratigraphy, geochemistry and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. En: R.N. Ginsburg, B. Beaudoin (eds.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Países Bajos, 75-119.
- Aurell, M. (1990): *El Jurásico Superior en la Cordillera Ibérica Central (provincias de Zaragoza y Teruel)*. Análisis de cuenca. Tesis Doctoral inédita, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 509 p.
- Aurell, M. (1991): Identification of system tracts in low-angle carbonate ramps: examples from the Upper Jurassic of the Iberian Chain (Spain). *Sedimentary Geology* 73, 101-115.
- Aurell, M., Meléndez, A., San Román, J., Guimerá, J., Roca, E., Salas, R., Alonso, A., Mas, R. (1992): Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica. *Actas III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Salamanca: p. 50-54.
- Aurell, M., Mas, R., Meléndez, A., Salas, R. (1994): El tránsito Jurásico-Cretácico en la Cordillera Ibérica: relación tectónica-sedimentación y evolución paleogeográfica. *Cuadernos de Geología Ibérica* 18, 369-396.
- Aurell, M., Meléndez, G., Bádenas, B., Ramajo, J. (1998): Sequence Stratigraphy of the Callovian-Tithonian (Middle-Upper Jurassic) of the Iberian basin (NE Spain). *Abstracts 5th International Symposium on Jurassic System* 1998, Vancouver, 5-6.
- Aurell, M., Meléndez, G., Bádenas, B. (2002): East Iberian basins. En: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 223-234.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., García-Ramos, J.C. (2003): Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology* 162, 239-271.
- Aurell, M., Meléndez, G., Bádenas, B., Pérez-Urresti, I.,

- Ramajo, J. (2006): Sequence Stratigraphy of the Callovian-Berriasian (Middle Jurassic-Lower Cretaceous) of the Iberian Basin (NE Spain). En: R.L. Hall, P.L. Smith (eds.), *Advances in Jurassic Research 2000*. GeoResearch Forum 6, 281-292.
- Aurell, M., Meléndez, G., Bádenas, B. (2002): East Iberian basins. En: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 223-235.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., García-Ramos, J.C. (2003): Transgressive-regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology* 162, 239-271.
- Awramik, S.M., Margulis, L., Barghoorn, E.S. (1976): Evolutionary processes in the formation of stromatolites. En: M.R. Walter (ed.), *Stromatolites*. Developments in Sedimentology 20, 149-162.
- Back, W., Hanshaw, B.B., Plummer, L.N., Rahn, P.H., Rightmire, C.T., Rubin, M. (1983): Process and rate of dedolomitization: Mass transfer and ^{14}C dating in a regional carbonate aquifer. *Geological Society of America Bulletin* 94, 1415-1429.
- Bádenas, B. (1999): *La sedimentación en las rampas carbonatadas del kimmeridgiense en las cuencas del este de la Placa Ibérica*. Tesis Doctoral inédita, Universidad de Zaragoza, 256 p.
- Bádenas, B., Aurell, M. (2001): Kimmeridgian palaeogeography and basin evolution of northeastern Iberia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 168, 291-310.
- Bádenas, B., Salas, R., Aurell, M. (2004): Three orders of regional sea-level changes control facies and stacking patterns of shallow platform carbonates in the Maestrat Basin (Tithonian-Berriasian, NE Spain). *International Journal of Earth Sciences: Geologische Rundschau* 93, 144-162.
- Bajard, J. (1966): Figure et structures sédimentaires dans la partie orientale de la Baie de Mont Saint-Michel. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* 8, 39-112.
- Banda, E., Wickham, S.M. (1986): The geological evolution of Pyrenees-An introduction. *Tectonophysics* 129, 1-7.
- Banner, J.L. (1995): Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology* 42, 805-824.
- Banner, J.L., Hanson, G.N. (1990): Calculation of simultaneous isotopic and trace element variations during water-rock interaction with applications to carbonate diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 3123-3137.
- Barrenechea, J.F. (1994): *Evolución de la mineralogía de arcillas en el tránsito diagénesis-metamorfismo de bajo grado en el Grupo Urbión (Cretácico Inferior) de la Cuenca de los Cameros (Soria-La Rioja)*. Tesis Doctoral inédita, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 297 p.
- Barrenechea, F.J., Rodas, M., Mas, J.R. (1995): Clay mineral variation associated to diagenesis and low grade metamorphism of early Cretaceous sediments in the Cameros basin, Spain. *Clay Minerals* 30, 89-103.
- Barrenechea, F.J., Rodas, M., Frey, M., Alonso-Azcarate, J., Mas, J.R. (2000): Chlorite, Corrensite, and Chlorite-Mica in Late Jurassic Fluvio-Lacustrine sediments of the Cameros Basin of Northeastern Spain. *Clays and Clay Minerals* 48, 256-265.
- Barrenechea, F.J., Rodas, M., Frey, M., Alonso-Azcarate, J., Mas, J.R. (2001): Clay diagenesis and low-grade metamorphism of Tithonian and Berriasian sediments in the Cameros Basin (Spain). *Clay Minerals* 36, 325-333.
- Barwis, J.H. (1978): Sedimentology of some South Carolina tidal-creek point bars, and a comparison with their fluvial counterparts. En: A.D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 129-160.
- Beales, F. (1971): Cementation in ancient pelleted limestones. En: O.P. Bricker (ed.), *Carbonate Cements*. Johns Hopkins University Studies in Geology 19, 216-224.
- Beets, D.J., De Groot, T.A.M., Davies, H.A. (2003): Holocene tidal back-barrier development at decelerating sea-level rise: a 5 millennia record, exposed in the western Netherlands. *Sedimentary Geology* 158, 117-144.
- Bengtsson, L., Hellström, T. (1992): Wind-induced resuspension in a small shallow lake. *Hydrobiologia* 241, 163-172.
- Benito, M.I. (2001): *Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagénica de los litosomas carbonatados arrecifales (pre-reifing) de la Cuenca de cameros. Kimmeridgiense. La Rioja-Soria*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 374 p.
- Benito, M.I., Mas, R. (2002a): Evolución sedimentaria y diagénica de los complejos arrecifales Kimmeridgienses de la Cuenca de Cameros. La Rioja-Soria. *Zubía* 14, 121-142.
- Benito, M.I., Mas, R. (2002b): Evolución diagénica de los carbonatos arrecifales de la Formación Torrecilla en Cameros y de los carbonatos continentales suprayacentes (Kimmeridgiense inferior-Titónico) en el Sector de Soria. Cuenca de Cameros, N. España. *Journal of Iberian Geology* 28, 65-92.
- Benito, M.I., Mas, R. (2006): Sedimentary evolution of the Torrecilla Reef Complex in response to tectonically forced regression (Early Kimmeridgian, Northern Spain). *Sedimentary Geology* 183, 31-49.
- Benito, M.I., Lohmann, K.C., Mas, R. (2001): Discrimination of multiple episodes of meteoric diagenesis in a Kimmeridgian reefal complex, North Iberian Range, Spain. *Journal of Sedimentary Research* 71, 280-393.
- Benito, M.I., Lohmann, K.C., Mas, R. (2005): Late Jurassic paleogeography and paleoclimate in the northern Iberian Basin of Spain: constraints from diagenetic records in reefal and continental carbonates. *Journal of Sedimentary Research* 75, 82-96.
- Benito, M.I., Lohmann, K.C., Mas, R. (2006): Micro-sized dolomite inclusions in ferroan calcite cements developed during burial diagenesis of Kimmeridgian reefs, northern Iberian Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research* 76, 472-482.

- Bermúdez-Rochas, D.D., Delvene, G., Hernán, J. (2006): Estudio preliminar del contenido paleontológico del Grupo Urbión (Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros, España): restos ictiológicos y malacológicos. *Boletín Geológico y Minero* 117, 531-536.
- Bermúdez-Rochas, D.D. (2009): Early Cretaceous sharks from the Cameros Basin (North of Spain). *Abstracts 8th International Symposium on the Cretaceous System*, Plymouth, p. 161-162.
- Bermúdez-Rochas, D.D. (2010): The Mesozoic record of chondrichthyans from the Iberian Peninsula, with special attention to the hybodontiformes. *5th International Meeting on Mesozoic fishes*, Saltillo (Mexico), p. 24.
- Bermúdez-Rochas, D.D., Poyato-Ariza, F.J. (2010): A new semionotiform from the Upper Jurassic of Spain. *5th International Meeting on Mesozoic fishes*, Saltillo (Mexico), p. 25.
- Bermúdez-Rochas, D.D. (2012): An overview of the hybodont record of the Cameros Basin (northwest of Iberian Range, Spain). *Abstracts 60th Annual Symposium of Vertebrate Palaeontology and Comparative Anatomy, 21st Symposium of Palaeontological Preparation and Conservation*, Oxford, p. 7-8.
- Beuther, A. (1966): Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas-Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 44, 108-121.
- Bhattacharya, A. (1997): On the origin of non-tidal flaser bedding in point bar deposits of the River Ajay, Bihar and West Bengal, NE India. *Sedimentology* 44, 973-975.
- Boersma, J.R. (1969): Internal structure of some tidal mega-ripples on a shoal in the Westerschelde estuary, the Netherlands. Report of a preliminary investigation. *Geologie en Mijnbouw* 48, 409-414.
- Bottrell, S.H., Raiswell, R. (2000): Sulphur isotopes and microbial sulphur cycling in sediments. En: R.E. Riding, S.M. Awramik (eds.), *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 96-104.
- Bouougri, E., Porada, H. (2012): Wind-induced mat deformation structures in recent tidal flats and sabkhas of SE-Tunisia and their significance for environmental interpretation of fossil structures. *Sedimentary Geology* 263-264, 56-66.
- Bourcart, J., Charlier, R. (1959): The tangle: a "nonconforming" sediment. *Bulletin of the Geological Society of America* 70, 565-568.
- Bourke, M.C., Pickup, G. (1999): Fluvial Form Variability in Arid Central Australia. En: A.J. Miller, A. Gupta (eds.), *Varieties of Fluvial Form*. John Wiley & Sons, Chichester, 249-271.
- Boyd, R., Dalrymple, R.W., Zaitlin (2006): Estuarine and incised-valley facies models. En: H.W. Posamentier, R.G. Walker (eds.), *Facies Models Revisited*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 84, 171-235.
- Brady, A.L., Druschel, G., Leoni, L., Lim, D.S.S., Slater, G.F. (2013): Isotopic biosignatures in carbonate-rich, cyanobacteria-dominated microbial mats of the Cariboo Plateau, B.C. *Geobiology* 11, 437-456.
- Brantley, S.L., Crerar, D.A., Moller, N.E., Weare, J.H. (1984): Geochemistry of a modern marine evaporite: Bocana de Virrilá, Peru. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 447-462.
- Braun, M., Friedman, G.M. (1970): Dedolomitization fabric in peels: a possible clue to unconformity surfaces. *Journal of Sedimentary Petrology* 40, 417-419.
- Breitbar, M., Hoare, A., Nitti, A., Siefert, J., Haynes, M., Dinsdale, E., Edwards, R., Souza, V., Rohwer, F., Hollander, D. (2009): Metagenomic and stable isotopic analyses of modern freshwater microbialites in Cuatro Ciénegas, Mexico. *Environmental Microbiology* 11, 16-34.
- Brenner, F. (1976): Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden (Systematik, Ökologie, Stratigraphie, Paläogeographie). *Paläontographica, Abteilung A* 152, 113-201.
- Brenner, F., Wiedmann, J. (1974): Nuevas aportaciones al conocimiento del "Weald" celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas. *Actas 1er Symposium Cretácico Cordillera Ibérica*, Cuenca, 125-134.
- Bromley, R.G. (1996): *Trace Fossils: Biology and Taphonomy*. Unwin Hyman, London, 280 p.
- Bromley, R.G. (1984): *Chondrites: A Trace Fossil Indicator of Anoxia in Sediments*. *Science* 224, 872-874.
- Brown, M.A., Archer, A.W., Kvale, E. P. (1990): Neap-spring tidal cyclicity in laminated carbonate channel-fill deposits and its implications: Salem Limestone (Mississippian), south-central Indiana, U.S.A. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 152-159.
- Brown, K.J., Pasternack, G.B. (2004): The geomorphic dynamics and environmental history of an upper deltaic floodplain tract in the Sacramento-San Joaquin Delta, California, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* 29, 1235-1258.
- Browne, K.M., 2011. Modern marine stromatolitic structures: the sediment dilemma. En: V.C. Tewari, J. Seckbach (eds.), *Stromatolites: Interaction of Microbes with Sediments*. Springer, New York, 291-312.
- Buatois, L., Mángano, G. (2011): *Ichnology: Organism-Substrate Interactions in Space and Time*. Cambridge University Press, Cambridge, 358 p.
- Buatois, L., Mángano, G., Maples, C.G., Lanier, W. (1997): The Paradox of Nonmarine Ichnofaunas in tidal rhythmites: Integrating Sedimentologic and Ichnologic Data from the Late Carboniferous of Eastern Kansas, USA. *Palaaios* 12, 467-481.
- Buatois, L., Mángano, G., Aceñolaza, F. (2002): *Trazas fósiles: Señales de comportamiento en el Registro Estratigráfico*. MEF, Chubut, Argentina, 382 p.
- Buatois, L.A., Gingras, M.K., MacEachern, J., Mángano, M.G., Zonneveld, J.-P., Pemberton, S.G., Netto, R.G., Martin, A. (2005): Colonization of Brackish-Water Systems through Time: Evidence from the Trace-Fossil Record. *Palaaios* 20, 321-347.

- Burns, S.J., McKenzie, J.A., Vasconcelos, C. (2000): Dolomite formation and biogeochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology* 47 (supl. 1), 49-61.
- Buscalioni, A.D., Fregenal-Martínez, M.A. (2010): A holistic approach to the palaeoecology of Las Hoyas Konservat-Lagerstätte (La Huérguina Formation, Lower Cretaceous, Iberian Ranges, Spain). *Journal of Iberian Geology* 36, 297-326.
- Busquets, R., Ortí, F., Pueyo, J.J., Riba, O., Rosell, L., Sáez, A., Salas, R., Taberner, C. (1985): Evaporite deposition and diagenesis in the Saline (Potash) Catalan Basin, upper Eocene. *Excursion Guide-book VI European Regional Meeting*, Lleida, 11-59.
- Butler, G.P., Harris, P.M., Kendall, C.G.St.C. (1982): Recent evaporites from the Abu Dhabi coastal flats. En: C.R. Handford, R.G. Loucks, G.R. Davies (eds.), *Deposition and Diagenetic Spectra of Evaporites*. SEPM Core Workshop 3, 33-64.
- Caline, B., L'Homer, A., Bonnot-Courtois, C., Le Vot, M. (2002a): Introduction. En: C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. L'Homer, M. Le Vot (eds.), *The Bay of Mont-Saint-Michel and the Rance Estuary*. Bulletin Centre Recherches Elf Exploration Production, Mémoire 26, 9-21.
- Caline, B., L'Homer, A., Marchand, Y., Le Rhun, J., Bonnot-Courtois, C., Le Vot, M. (2002b): The main morpho-depositional units as seen from space. En: C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. L'Homer, M. Le Vot (eds.), *The Bay of Mont-Saint-Michel and the Rance Estuary*. Bulletin Centre Recherches Elf Exploration Production, Mémoire 26, 27-29.
- Calvet, F., Ramón, X. (1987): Estratigrafía, sedimentología y diagenesis del Muschelkalk inferior de los Catalánides. *Cuadernos de Geología Ibérica* 11, 141-169.
- Calvet, F., Tucker, M. (1988): Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain. *Sedimentary Geology* 57, 185-198.
- Calvet, F., Tucker, M.E., Henton, J.M. (1990): Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan Basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and controls. En: M.E. Tucker (ed.), *Carbonate Platforms*. International Association of Sedimentologists Special Publication 9, 79-108.
- Cámara, P., Durántez, O. (1981): Hoja geológica num. 280 (Enciso). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. Segunda serie, I.G.M.E., Madrid.
- Cámara, P., Durántez, O. (1982): Hoja geológica num. 279 (Villoslada de Cameros). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. Segunda serie, I.G.M.E., Madrid.
- Capote, R. (1983): La tectónica de la Cordillera Ibérica. En: J.A. Comba (ed.), *Libro Jubilar J.M. Ríos*, tomo 2. IGME, Madrid, 108-120.
- Cardozo, N., Allmendinger, R.W. (2013): Spherical projections with OSX Stereonet. *Computers & Geosciences* 51, 193-205.
- Carmona, N.B., Buatois, L.A., Ponce, J.J., Mángano, M.G. (2009): Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: Trace-fossil distribution and response to environmental stresses. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 273, 75-86.
- Carniello, L., D'Alpaos, A., Defina, A. (2011): Modeling wind waves and tidal flows in shallow micro-tidal basins. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 92, 263-276.
- Casas-Sainz, A.M. (1990): *El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral inédita, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 382 p.
- Casas-Sainz, A.M. (1993): Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodynamic Acta* 6, 202-216.
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A. (1994): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja): Discusión. *Revista Sociedad Geológica de España* 7, 337-345.
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A. (1998): Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros basin. Northern Spain. *Geologische Rundschau* 86, 802-818.
- Casas-Sainz, A.M., Simón-Gómez, J.L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology* 14, 521-530.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés, A., Gil, A., Maestro, A., Muñoz, A., Pocoví, A., Martínez, B., Oliva, B., Liesa, C., Castillo, E., Pueyo, E., Millán, H., Simón, J.L., Arlegui, L., Aurell, M., Mata, M.P., Tena, S., Román, T. (1995): Estructura y evolución mesozoico-terciaria de las sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica). *Guía de Campo VII Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España*, Zaragoza, 113 p.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-Gracia, A.L., Maestro-González, A. (2000): Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics* 19, 258-289.
- Casas, A.M., Villalaín, J.J., Soto, R., Gil-Imaz, A., del Río, P., Fernández, G. (2009): Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics* 470, 3-20.
- Casquet, C., Galindo, C., Gonzalez-Casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., Carcia, E., Barrenechea, J.F. (1992): El metamorfismo de la Cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta* 11, 22-25.
- Castanera, D., Barco, J.L., Canudo, J.I., Pascual, C. (2010): Aproximación a la diversidad de morfotipos de icnitas de saurópodo en la Aloformación Huérteles (Berriasiense) en Soria (España). *Cidaris* 30, 91-97.
- Castanera, D., Pascual, C., Canudo, J.I., Hernández, N., Barco, J.L. (2012): Ethological variations in gauge in sauropod trackways from the Berriasian of Spain. *Lethaia* 45, 476-489.

- Castanera, D., Pascual, C., Razzolini, N.L., Vila, B., Barco, J.L., Canudo, J.I. (2013): Discriminating between Medium-Sized Tridactyl Trackmakers: Tracking Ornithopod Tracks in the Base of the Cretaceous (Berriasian, Spain). *Plos One* 8, e81830.
- Castanera, D., Vila, B., Razzolini, N.L., Santos, V.F., Pascual, C., Canudo, J.I. (2014): Sauropod trackways of the Iberian Peninsula: palaeoetological and palaeoenvironmental implications. *Journal of Iberian Geology* 40, 49-59.
- Chakraborty, T. (2012): Reversing flow or fluctuating flow? A case study from the Atrai and Tista river of the sub-Himalayan alluvial plain. *Abstracts 29th IAS Meeting of Sedimentology*, Schlading, Austria, p. 124.
- Chakraborty, C., Ghosh, S.K., Chakraborty, T. (2003): Depositional Record of Tidal-Flat Sedimentation in the Permian Coal Measures of Central India: Barakar Formation, Mohpani Coalfield, Satpura Gondwana Basin. *Gondwana Research* 6, 817-827.
- Chao, X., Jia, Y., Shields Jr., F.D., Wang, S.S.Y., Cooper, C.M. (2008): Three-dimensional numerical modeling of cohesive sediment transport and wind wave impact in a shallow oxbow lake. *Advances in Water Resources* 31, 1004-1014.
- Choi, K.S., Dalrymple, R.W., Chun, S.S., Kim, S.-P. (2004): Sedimentology of modern, inclined heterolithic stratification (IHS) in the macrotidal Han River Delta, Korea. *Journal of Sedimentary Research* 74, 677-689.
- Chudeau (1896): *Contribution à l'étude géologique de la Vielle-Castille*. Tesis Doctoral, Faculté des Sciences de Paris, Paris, 92 p.
- Ciarapica, G., Passeri, L., Schreiber, C.B. (1985): Una proposta di classificazione delle evaporiti solfatiche. *Geologica Romana* 24, 219-232.
- Clark, D.N., Shearman, D.J. (1980): Replacement anhydrite in limestone and the recognition of moulds and pseudomorphs: a review. *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas de Barcelona* 34, 161-186.
- Claypool, G.E., Holser, W.T., Kaplan, I.R., Sakai, H., Zak, I. (1980): The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chemical Geology* 28, 199-260.
- Clemente, P. (1988): Sedimentos fluviolacustres en la base de la megasecuencia Hauteriviense superior-Aptiense, borde meridional de la Cuenca de Cameros, Provincia de Soria. *Geogaceta* 5, 19-21.
- Clemente, P. (1989): Sistemas aluviales en el Cretácico inferior de la Cuenca de los Cameros. *Comunicaciones XII Congreso Español de Sedimentología*, Bilbao, p. 15-18.
- Clemente, P. (2010): Review of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Stratigraphy in Western Cameros basin, Northern Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23 (3-4), 101-143.
- Clemente, P., Alonso, A. (1990): Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la Cuenca de los Cameros. *Estudios Geológicos* 46, 257-276.
- Clemente, P., Pérez-Arlucea, M. (1993): Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, north-central Spain. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 437-452.
- Cobos, A., Royo-Torres, R., Luque, L., Alcalá, L., Mampel, L. (2010): An Iberian stegosaurs paradise: The Villar del Arzobispo Formation (Tithonian-Berriasian) in Teruel (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 293, 223-236.
- Cohen, A.S. (2003): *Paleolimnology: The History and Evolution of Lake Systems*. Oxford University Press, Oxford, 500 p.
- Coleman, J.M., Gagliano, S.M. (1965): Sedimentary structures: Mississippi river deltaic plain. En: G.V. Middleton (ed.), *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 12, 133-148.
- Coleman, M.L., Moore, M.P. (1978): Direct reduction of sulfates to sulfur dioxide for isotopic analysis. *Analytical Chemistry* 50, 1594-1595.
- Collinson, J.D., Thompson, D. B. (1982): *Sedimentary Structures*. George Allen & Unwin, London, 194 p.
- Coplen, T.B., Krouse, H.R. (1998): Sulphur isotope data consistency improved. *Nature* 392, 32.
- Corbett, M.J., Fielding, C.R., Birgenheier, L.P. (2011): Stratigraphy of a Cretaceous coastal-plain fluvial succession: the Campanian Masuk Formation, Henry Mountains Syncline, Utah, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 81, 80-96.
- Corella, J.P., El Amrani, A., Sigró, J., Morellón, M., Rico, E., Valero-Garcés, B.L. (2011a): Recent evolution of Lake Arreo, northern Spain: influences of land use change and climate. *Journal of Paleolimnology* 46, 469-485.
- Corella, J.P., Moreno, A., Morellón, M., Rull, V., Giralt, S., Rico, M.T., Pérez-Sanz, A., Valero-Garcés, B.L. (2011b): Climate and human impact on a meromictic lake during the last 6,000 years (Montcortés Lake, Central Pyrenees, Spain). *Journal of Paleolimnology* 46, 351-367.
- Corella, J.P., Stefanova, V., El Anjoumi, A., Rico, E., Giralt, S., Moreno, A., Plata-Montero, A., Valero-Garcés, B. (2013): A 2500-year multi-proxy reconstruction of climate change and human activities in northern Spain: The Lake Arreo record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 386, 555-568.
- Cowan, C.A., James, N.P. (1992): Diastasis cracks: mechanically generated synaeresis-like cracks in Upper Cambrian shallow water oolite and ribbon carbonates. *Sedimentology* 39, 1101-1118.
- Craig, H. (1965): The measurement of oxygen isotope paleotemperatures. En: E. Tongiorgi (ed.), *Stable isotopes in oceanographic studies and paleotemperatures*. Consiglio Nazionale delle Ricerche Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 161-182.
- Crerar, E.E., Arnott, R.W.C. (2007): Facies distribution and stratigraphic architecture of the Lower Cretaceous McMurray Formation, Lewis Property, northeastern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 55, 99-124.

- Cuadrat, J.M. (1994): El clima. En: J.M. García Ruiz, J. Arnaez Vadillo (eds.), *Geografía de La Rioja, I. Geografía física*. Fundación Cajarioja, Logroño, 129-168.
- Cuevas, J., Aranguren, A., Badillo, J.M., Tubía, J.M. (1997): Implicaciones geológicas de la presencia de mármoles con escapolita en el sinclinorio de Vizcaya. *Geogaceta* 22, 51-54.
- Cuomo, G. (2013): Seiche. En: P.T. Bobrowsky (ed.), *Encyclopedia of Natural Hazards*. Springer, Berlin, 905-906.
- Dalrymple, R.W. (2006): Incised valleys in time and space: an introduction to the volume and an examination of the controls on valley formation and filling. En: R.W. Dalrymple, D.A. Leckie, R.W. Tillman (eds.), *Incised Valleys in Time and Space*. SEPM Special Publication 85, 5-12.
- Dalrymple, R.W. (2010): Tidal depositional systems. En: N.P. James, R.W. Dalrymple (eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland & Labrador, 201-231.
- Dalrymple, R.W., Choi, K. (2007): Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, 135-174.
- Dalrymple, R.W., Makino, Y. (1989): Description and genesis of tidal bedding in the Cobequid Bay-Salmon River Estuary, Bay of Fundy, Canada. En: A. Taira, F. Masuda (eds.), *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 151-177.
- Dalrymple, R.W., Makino, Y., Zaitlin, B.A. (1991): Temporal and spatial patterns of rhythmic deposition on mud flats in the macrotidal Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. En: D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, R.A. Rahmani (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16, 137-160.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A., Boyd, R. (1992): Estuarine facies models: conceptual basin and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 1130-1146.
- Dalrymple, R.W., Baker, E.K., Harris, P.T., Hughes, M. (2003): Sedimentology and stratigraphy of a tide-dominated, foreland-basin delta (Fly River, Papua New Guinea). En: H. Sidi, D. Nummedal, P. Imbert, H. Darman, H. W. Posamentier (eds.), *Tropical Deltas of Southeast Asia-Sedimentology, Stratigraphy, and Petroleum Geology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 76, 147-173.
- Dashtgard, S.E., Venditti, J.G., Hill, P.R., Sisulak, C.F., Johnson, S.M., La Croix, A.D. (2012): Sedimentation Across the Tidal-Fluvial Transition in the Lower Fraser River, Canada. *The Sedimentary Record* 10, 4-9.
- Davis, R.A., Dalrymple, R.W. (2012): Preface. En: R.A. Davis, R.W. Dalrymple (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, New York, v-vii.
- Dean, W.E., Fouch, T.D. (1983): Lacustrine Environment. En: P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore (ed.), *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir 33, 97-130.
- Deffeyes, K.S., Jerry Lucia, F., Weyl, P.K. (1965): Dolomitization of recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporite waters on Bonaire, Netherlands Antilles. En: L.C. Pray, R.C. Murray (eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis: a symposium*. SEPM Special Publication 13, 71-88.
- de Groot, K. (1967): Experimental dedolomitization. *Journal of Sedimentary Petrology* 37, 1216-1220.
- del Río, P. (2009): *Historia termal del sector oriental de la Sierra de Cameros: restricciones a partir del análisis de huellas de fisión y otras herramientas geocronológicas (U-Pb SHRIMP y (U-Th)/He)*. Tesis Doctoral inédita, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 239 p.
- Deluca, J.L., Eriksson, K.A. (1989): Controls on synchronous ephemeral- and perennial-river sedimentation in the middle sandstone member of the Triassic Chinle Formation, northeastern New Mexico, U.S.A. *Sedimentary Geology* 61, 155-175.
- Demico, R.V. (1983): Wavy and lenticular-bedded carbonate ribbon rocks of the Upper Cambrian Conococheague Limestone, Central Appalachians. *Journal of Sedimentary Petrology* 53, 1121-1132.
- Demico, R.V., Hardie, L.A. (1994): *Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits*. SEPM Atlas Series 1, 265 p.
- Depape, G., Doubinger, J. (1956): La flore wealdienne d'Ortigosa. *Anales escuela Técnica de Peritos Agrícolas de Barcelona* 14, 17-76.
- Derreims, A. (1898): *Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon*. Tesis Doctoral, Université des Sciences de Paris, Paris, 199 p.
- Díaz Martínez, E. (1988): El Cretácico inferior del sector de Jubera (Norte de la Sierra de los Cameros, la Rioja): Relación entre tectónica y sedimentación. *Comunicaciones II Congreso Geológico de España* 1, 67-70.
- Díaz-Molina, M. (1979): Características sedimentológicas de los paleocanales de la unidad detrítica superior al N. de Huete (Cuenca). *Estudios geológicos* 241-251.
- Díaz-Molina, M. (1993): Geometry and lateral accretion patterns in meander loops: examples from the Upper Oligocene-Lower Miocene, Loranca Basin, Spain. En: M. Marzo and C. Puigdefábregas (eds.), *Alluvial Sedimentation*. International Association of Sedimentologists Special Publication 17, 115-131.
- Díaz-Molina, M., Yébenes, A. (1987): La sedimentación litoral y continental durante el Cretácico Inferior. Sinclinal de Galve, Teruel. *Estudios Geológicos*, vol. extr. Galve-Tremp, 3-21.
- Dickson, J.A.D. (1965): A Modified Staining Technique for Carbonates in Thin Section. *Nature* 205, 587.
- Dickson, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 491-505.
- Dill, R.F., Shinn, E.A., Jones, A.T., Kelly, K., Steinen, R.P.

- (1986): Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. *Nature* 324, 55-58.
- Doublet, S. (2004): *Contrôles tectonique et climatique de l'enregistrement stratigraphique dans un bassin continental de rift: le bassin de Cameros*. Tesis Doctoral inédita, Université de Dijon, Dijon, 494 p.
- Doublet, S., García, J.-P., Guiraud, M., Ménard, A. (2003): Wave-dominated siliciclastic and carbonate sedimentation in a Lower Cretaceous lake (Cameros basin, northern Spain). *Journal of Iberian Geology* 29, 11-28.
- Dravis, J.J. (1983): Hardened subtidal stromatolites, Bahamas. *Science* 219, 385-386.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: W.E. Ham (ed.), *Classification of carbonate rocks*. AAPG Memoir 1, 108-121.
- Dupraz, C., Visscher, P.T., Baumgartner, L.K., Reid, R.P. (2004): Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* 51, 745-765.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T. (2009): Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews* 96, 141-162.
- Durantez, O., Sole, J., Castiella, J., Villalobos, L. (1982): Hoja geológica num. 281 (Cervera del Río Alhama). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. Segunda serie, I.G.M.E., Madrid.
- Dyer, K.R. (1986): *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. John Wiley & Sons, Chichester, 342 p.
- Ekdale, A.A. (1977): Abyssal trace fossils in worldwide Deep Sea Drilling Project cores. En: T.P. Crimes, J.C. Harper (eds.), *Trace fossils 2*. Seel House Press, Liverpool, 163-182.
- Eriksson, P.G., Porada, H., Banerjee, S., Bouougri, E., Sarkar, S., Bumby, A.J. (2007): Mat-destruction features. En: J. Schieber, P. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, S. Sarkar, W. Altermann, O. Catuneanu (eds.), *Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record*. Elsevier, Amsterdam, 76-105.
- Escorcia, L.C., Gómez-Rivas, E., Daniele, L., Corbella, M. (2013): Dedolomitization and reservoir quality: insights from reactive transport modelling. *Geofluids* 13, 221-231.
- Eugster, H.P., Hardie, L.A. (1975): Sedimentation in an ancient playa-lake complex: The Wilkins Peak Member of the Green River Formation of Wyoming. *Bulletin Geological Society of America* 86, 319-334.
- Eugster, H.P., Hardie, L.A. (1978): Saline lakes. En: A. Lerman (ed.), *Lakes: Chemistry, Geology, Physics*. Springer-Verlag, New York, 237-293.
- Evamy, B.D. (1963): The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitization. *Sedimentology* 2, 164-170.
- Evamy, B.D. (1967): Dedolomitization and the development of thombohedral pores in limestones. *Journal of Sedimentary Petrology* 37, 1204-1215.
- Evamy, B.D. (1969): The precipitational environment and correlation of some calcite cements deduced from the artificial staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 39, 787-821.
- Evans, G. (1965): Intertidal flat sediments and their environments of deposition in The Wash. *Journal of the Geological Society of London* 121, 209-245.
- Evans, R.D. (1994): Empirical evidence of the importance of sediment resuspension in Lakes. *Hydrobiologia* 284, 5-12.
- Ezquerro, J. (1841): Observaciones geognósticas y mineras sobre la Sierra del Moncayo. *Anales de Minas* 2, 71-93.
- Falcon-Lang, H. (1998): The impact of wildfire on an Early Carboniferous coastal environment, North Mayo, Ireland. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology* 139, 121-138.
- Fallot, P. (1931): Note préliminaire sur le crétacé de la région de Soria. *Butlletí de la Institució Catalana d'Història Natural* 31, 212-218.
- Faure, G. (1986): *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, New York, 589 p.
- Faure, G. (1991): *Principles and Applications of Geochemistry*. Prentice Hall, New Jersey, 626 p.
- Faure, G., Mensing, T.M. (2005): *Isotopes: principles and Applications*. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey, 897 p.
- Fernández-López, S. (1997): Ammonites, ciclos tafonómicos, y ciclos estratigráficos en plataformas epicontinentales carbonáticas. *Revista Española de Paleontología* 12, 151-174.
- Filippi, M.L., Talbot, M.R. (2005): The palaeolimnology of northern Lake Malawi over the last 25 ka based upon the elemental and stable isotopic composition of sedimentary organic matter. *Quaternary Science Reviews* 24, 1303-1328.
- Fisher, J.A., Krapf, C.B.E., Lang, S.C., Nichols, G.J., Payenberg, T.H.D. (2008): Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central Australia. *Sedimentology* 55, 1915-1930.
- Flach, P.D., Mossop, G.D. (1985): Depositional environments of Lower Cretaceous McMurray Formation, Athabasca Oil Sands, Alberta. *AAPG Bulletin* 69, 1195-1207.
- Flügel, E. (2010): *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer, Heidelberg, 984 p.
- Folk, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bulletin* 43, 1-38.
- Folk, R.L. (1965): Some aspects of recrystallization in ancient limestones. En: L.C. Pray, R.C. Murray (eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis*. SEPM Special Publication 13, 14-18-48.
- Folk, R.L. (1993): SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 990-999.

- Folk, R.L., Robles, R. (1964): Carbonate sands of Isla Perez, Alacran Reef Complex, Yucatán. *The Journal of Geology* 72, 255-292.
- Font, I. (2000): *Climatología de España y Portugal*. Ediciones Universidad de Salamanca, Salamanca, 422 p.
- Frank, J.R. (1981): Dedolomitization in the Taum Sauk Limestone (upper Cambrian), southeast Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 7-18.
- Fraser, N.C., Grimaldi, D.A., Olsen, P.E., Axsmith, B. (1996): A Triassic Lagerstätte from eastern North America. *Nature* 380, 615-619.
- Fregenal-Martínez, M.A. (1998): *Análisis de la cubeta sedimentaria de Las Hoyas y su entorno paleogeográfico (Cretácico Inferior, Serranía de Cuenca)*. *Sedimentología y aspectos tafonómicos del yacimiento de Las Hoyas*. Tesis Doctoral inédita, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 354 p.
- Fregenal-Martínez, M.A., Buscalioni, A.D. (2009): Las Hoyas konservat-lagerstätte: a field-trip to a Barremian subtropical continental (wetland)ecosystem. En: L. Alcalá, R. Royo-Torres (eds.), *Mesozoic Terrestrial Ecosystems in Eastern Spain*. Fundación Conjunto Paleontológico de Teruel, Teruel, 131-152.
- Fregenal-Martínez, M.A., Meléndez, N. (2010): Lagos y sistemas lacustres. En: A. Arche (ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CSIC, Madrid, 299-396.
- Friedman, G.M. (1959): Identification of carbonate minerals by staining methods. *Journal of Sedimentary Petrology* 32, 15-25.
- Friedman, I., O'Neil, J.R. (1977): *Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest*. Geological Survey Professional Paper 440-KK, 85 pp.
- Fritz, P. y Smith, D.G.W. (1970): The isotopic composition of secondary dolomites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 1161-1173.
- Galán-Abellán, A.B. (2011): *Variaciones sedimentarias, mineralógicas, geoquímicas y bióticas en el Triásico Inferior - Medio (en facies Buntsandstein) de las Cordilleras Ibérica y Costero Catalana: implicaciones en la recuperación de la crisis permo-triásica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 292 p.
- Galán-Abellán, B., López-Gómez, J., Barrenechea, J.F., Marzo, M., De la Horra, R., Arche, A. (2013): The beginning of the Buntsandstein cycle (Early-Middle Triassic) in the Catalan Ranges, NE Spain: Sedimentary and palaeogeographic implications. *Sedimentary Geology* 296, 86-102.
- Gavala, J., Ríos, J.M. (1955): Actividades de la Empresa Nacional "Adaro" y de la Comisión de Investigaciones Petrolíferas "Valdebro" en la investigación de hidrocarburos. *Notas y Comunicaciones del IGME* 38, 121-171.
- García, A., Segura, M., Calonge, A., Carenas, B. (1989): Unidades estratigráficas para la organización de la sucesión sedimentaria de la plataforma del Albiense-Cenomaniense de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 2, 303-333.
- García, A., Mas, R., Segura, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Alonso, A., Aurell, M., bádenas, B., Benito, M.I., Meléndez, A., Salas, R. (2004): Segunda fase de post-rifting: Cretácico Superior. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 510-522.
- García Cuevas, C. (2000): *Análisis de la deformación en la Cordillera Ibérica a partir del estudio del maclado de la calcita*. Tesis Doctoral inédita, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 250 p.
- García-Cuevas, C., González-Casado, J.M. (1998): Medidas de deformación finita en la Cuenca de Cameros a partir de maclas de calcita en grietas de tensión. *Geogaceta* 24, 135-138.
- García de Cortázar, A., Pujalte, V. (1982): Litoestratigrafía y facies del Grupo Cabuérniga (Malm-Valanginiense inferior?) al S de Cantabria-NE de Palencia. *Cuadernos de Geología Ibérica* 8, 5-21.
- García-Garmilla, F. (1989): The "wealden" of central Basque-Cantabrian región (Villaro formation): Petrology and stratigraphic correlation with the Western formations. *Kobie* 18, 35-49.
- García-Gil, S. (1990): *Estudio sedimentológico y paleogeográfico del Triásico en el tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 621 p.
- García-Gil, S. (1991): The sedimentological significance of a clastic wedge in the western basin margin of the Triassic Tethys (Iberian Range, Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica* 15, 209-239.
- Gavish, E. (1980): Recent sabkhas marginal to southern coasts of Sinai, Red Sea. En: A. Nissenbaum (ed.), *Hypersaline brines and evaporitic environments*. Elsevier, Amsterdam, 233-251.
- Gebelein, C.D. (1976) The effects of the physical, chemical and biological evolution of the Earth. En: M.R. Walter (ed.), *Stromatolites*. Developments in Sedimentology, 20, 499-515.
- Gerdes, G. (2007): Structures left by modern microbial mats in their host sediments. En: J. Schieber, P. Bose, P.G. Eriksson, S. Banerjee, S. Sarkar, W. Altermann, O. Catuneanu (eds.), *Atlas of microbial mat features preserved within the siliciclastic rock record*. Elsevier, Amsterdam, 5-38.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E., Noffke, N. (2000): Evaporite Microbial Sediments. En: R.E. Riding, S.M. Awramik (eds.), *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, 196-208.
- Gibert, L., Ortí, F., Rosell, L. (2007): Plio-Pleistocene lacustrine evaporites of the Baza Basin (Betic Chain, SE Spain). *Sedimentary Geology* 200, 89-116.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. (2010): Lacustrine carbonates. En: A.M. Alonso-Zarza, L.H. Tanner (eds.), *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes*. Elsevier, Amsterdam, 1-101.
- Gierlowski-Kordesch, E., Rust, B. (1994): The Jurassic East Berlin Formation, Hartford Basin, Newark Supergroup

- (Connecticut and Massachusetts): a saline lake-playa-alluvial plain system. En: R.W. Renant, W.M. Last (eds.), *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 50, 250-265.
- Gil, J., Carenas, B., Segura, M., García-Hidalgo, J.F., García, A. (2004): Revisión y correlación de las unidades litoestratigráficas del Cretácico Superior en la región central y oriental de España. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 17, 249-266.
- Gil-Imaz, A. (2001): *La estructura de la Sierra de Cameros: Deformación dúctil y su significado a escala cortical*. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 301 p.
- Gil-Imaz, A., Pocoví, A. (1990): Aplicación del método Rf/o al análisis de la deformación finita de los materiales "wealdenses" de Ágreda (Soria). *Geogaceta* 9, 27-30.
- Gil-Imaz, A., Pocoví, A. (1994): La esquistosidad Alpina del extremo NW de la Cuenca Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo). *Revista Sociedad Geológica de España* 7, 91-113.
- Gil-Imaz, A., Alba, J., Pocoví, A. (1990): Algunos aspectos de la sedimentación continua de los materiales mesozoicos del borde noroccidental de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa): esquistosidad y microestructuras asociadas. *Geogaceta* 8, 28-30.
- Giner, J. (1980): *Estudio sedimentológico y diagenético de las facies carbonatadas del Jurásico de las Catalánides, Maestrazgo y Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral inédita, Universidad de Barcelona, Barcelona, 316 p.
- Gingras, M.K., Pemberton, S.G., Saunders, T. (1999): The Ichnology of Modern and Pleistocene Brackish-Water Deposits at Willapa Bay, Washington: Variability in Estuarine Settings. *Palaos* 14, 352-374.
- Gingras, M., Räsänen, M.E., Ranzi, A. (2002): The Significance of Bioturbated Inclined Heterolithic Stratification in the Southern Part of the Miocene Solimoes Formation, Rio Acre, Amazonia Brazil. *Palaos* 17, 591-601.
- Gingras, M.K., MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E. (2012): The potential of trace fossils as tidal indicators in bays and estuaries. *Sedimentary Geology* 279, 97-106.
- Glenn, C.R., Kelts, K. (1991): Sedimentary rhythms in lake deposits. En: G. Einsele, W. Ricken, A. Seilacher (eds.), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, New York, p. 188-221.
- Gómez, J.J. (1979): El Jurásico en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías* 4, 1-683.
- Gómez, J.J., Goy, J.A. (1979): Las unidades litoestratigráficas del Jurásico medio y superior, en facies carbonatadas del sector levantino de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos* 35, 569-598.
- Gómez, J.J., Goy, J.A. (2000): Definition and Organization of Limestone-Marl Cycles in the Toarcian of the Northern and East-Central Part of the Iberian Subplate (Spain). En: R.L. Hall, P.L. Smith (eds.), *Advances in Jurassic Research 2000*. GeoResearch Forum 6, 301-310.
- Gómez, J.J., Fernández-López, S.R., Goy, A. (2004): Primera fase de post-rifting: Jurásico Inferior y Medio. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 495-503.
- Gómez de Llarena, J. (1917): La estratigrafía del Moncayo. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural* 17, 568-572.
- Gómez-Fernández, J.C. (1992): *Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica*. Tesis Doctoral inédita, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 343 p.
- Gómez-Fernández, J.C., Meléndez, N. (1994a): Estratigrafía de la "Cuenca de los Cameros" (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 7, 121-139.
- Gómez-Fernández, J. C., Meléndez, N. (1994b): Climatic control on Lower Cretaceous sedimentation in a playalake system of a tectonically active basin (Huérteles Alloformation, Eastern Cameros Basin, North-Central Spain). *Journal of Paleolimnology* 11, 91-107.
- Gómez-Gras, D. (1997): El estudio de las rocas clásticas al microscopio. En: J.C. Melgarejo (ed.), *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Fundació Folch, Barcelona, 167-181.
- González-Acebrón, L. (2010): *El Grupo Tera en el sector oriental de la Cuenca de Cameros: ambientes sedimentarios, procedencia y evolución diagenética*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 420 p.
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Mas, R. (2007): Provenance of fluvial sandstones at the start of late Jurassic-Early Cretaceous rifting in the Cameros Basin (N. Spain). *Sedimentary Geology* 202, 138-157.
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Mas, R. (2010a): Role of sandstone provenance in the diagenetic albitization of feldspars. A case study of the Jurassic Tera Group sandstones (Cameros Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology* 229, 53-63.
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Mas, R. (2010b): Sand provenance and implications for paleodrainage in a rifted basin: the Tera Group (N. Spain). *Journal of Iberian Geology* 36, 87-106.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R.H., Mas, R., Arribas, J. (2011): Criteria for recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, Northern Spain. *International Journal of Earth Sciences: Geologische Rundschau* 100, 1811-1826.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R.H., Mas, R., Arribas, J. (2012): Easily altered minerals and reequilibrated fluid inclusions provide extensive records of fluid and thermal history: gypsum pseudomorphs of the Tera Group, Tithonian-Berriasian, Cameros Basin. *Central European Journal of Geosciences* 4, 246-260.
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Omodeo-Salè, S., Arribas, E., Le Pera, E., Mas, R., López-Elorza, M., Fernández-Díaz, P.R. (2013): Cyclicity recorded in the provenance

- sandstones in the sedimentary infill of the Cameros basin (N. Spain). *Boletín Geológico y Minero* 124, 187-201.
- González-Casado, J.M., García-Cuevas, C. (2002): Strain analysis from calcite e-twins in the Cameros basin, NW Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology* 24, 1777-1788.
- Goy, A., Gómez, J.J., Yébenes, A. (1976): El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad norte). I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32, 391-423.
- Grimes, S.T., Matthey, D.P. Hooker, J.J., Collinson, M.E. (2003): Paleogene paleoclimate reconstruction using oxygen isotopes from land and freshwater organisms: the use of multiple paleoproxies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 4033-4047.
- Grohmann, C.H., Campanha, G.A.C., 2010. OpenStereo: open source, cross-platform software for structural geology analysis. AGU 2010 Fall Meeting, San Francisco.
- Guimerà, J., Alonso, A., Mas, R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros Basin (N Spain). En: J.G. Buchanan, P.G. Buchanan (eds.), *Basin Inversion*. Geological Society, London, Special Publication 88, 433-453.
- Guiraud, M. (1983): *Evolution tectono-sédimentaire du Bassin Wealdien (Crétacé Inferieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (N-W Espagne)*. Unpublished Ph. D. Thesis, Université du Languedoc, Montpellier: 184 p.
- Guiraud, M., Seguret, M. (1985): A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). In: N. Christie-Blick, K.T. Biddle (eds.), *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 37, 159-175.
- Habicht, K.S., Canfield, D.E. (1997): Sulfur isotope fractionation during bacterial sulfate reduction in organic-rich sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 5351-5361.
- Hakala, A. (2004): Meromixis as a part of lake evolution—observations and a revised classification of true meromictic lakes in Finland. *Boreal Environment Research* 9, 37-53.
- Håkanson, L. (2007): Lake environments. En: C. Perry, K. Taylor (eds.), *Environmental Sedimentology*. Blackwell Publishing, Malden, Massachusetts, 109-143.
- Halley, R.B. (1976): Textural variation within Great Salt Lake algal mounds. En: M.R. Walter (ed.), *Stromatolites*. Developments in Sedimentology 20, 435-445.
- Hammer, Ø. Harper, D.A.T., Ryan, P.D. (2001): Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia electronica* 4, 9p.
- Handford, C.R. (1988): Depositional Interaction of Siliciclastics and Marginal Marine Evaporites. En: C.B. Schreiber (ed.), *Evaporites and hydrocarbons*. Columbia University Press, New York, 139-181.
- Handford, C.R. (1991): Marginal marine halite: sabkhas and salinas. En: J.L. Melvin (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Developments in Sedimentology 50, 1-66.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea level change. En: C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G.S.C. Kendall, H. Posamentier, C.A. Ross, J.C. Van Wagoner (eds.), *Sea level changes. An integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, 71-108.
- Harazim, D., Callow, R.H.T., McIlroy, D. (2013): Microbial mats implicated in the generation of intrastratal shrinkage ('synaeresis') cracks. *Sedimentology* 60, 1621-1638.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.N., Jacquin, T., de Graciansky, P.-C., Vail, P.R. (1998): Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: P.-C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, P.R. Vail (eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 60, 3-13, charts 1-8.
- Hardie, L.A. (1967): The gypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. *The American Mineralogist* 52, 171-200.
- Hardie, L.A. (1984): Evaporites: Marine or non-marine. *American Journal of Science* 284, 193-240.
- Hardie, L.A., Eugster, H.P. (1970): The evolution of closed-basin brines. En: B.A. Morgan (ed.), *Fiftieth Anniversary Symposia: Mineralogy and Petrology of the Upper Mantle Sulfides, Mineralogy and Geochemistry of Non-Marine Evaporites*. Mineralogical Society of America Special Paper 3, 273-290.
- Hardie, L.A., Ginsburg, R.N. (1977): Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. En: L.A. Hardie (ed.), *Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas*. The John Hopkins University Studies in Geology 22, 50-123.
- Hardie, L.A., Smoot, J.P., Eugster, H.P. (1978): Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. En: A. Matter, M. E. Tucker (eds.), *Modern and ancient lake sediments*, International Association of Sedimentologists Special Publication 2, 7-41.
- Harland, W.B., Gilbert, A.G., Wilcock, B. (1964): The Phanerozoic Time-scale. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 120S, 458 p.
- Harrison, A.G., Thode, H.G. (1957): The kinetic isotope effect in the chemical reduction of sulphate. *Transactions of the Faraday Society* 53, 1648-1651.
- Hays, P.D., Grossman, E.L. (1991): Oxygen isotopes in meteoric calcite cements as indicators of continental paleoclimate. *Geology* 19, 441-444.
- Helman, M.L., Schreiber, B.C. (1985): Permian evaporite deposits of the Italian Alps (Dolomites): the development of unusual and significant fabrics. En: Schreiber, B.C., Harner, L. (eds.), *Sixth International Symposium on Salt*,

- vol. 1. Salt Institute, Alexandria, Virginia, 57–66.
- Hernández, N., Pascual, C., Latorre, P., Sanz, E. (2005-2006): Contribución de los yacimientos de icnitas sorianos al registro general de Cameros. *Zubía* 23-24, 79-120.
- Hernando, S. (1977): Pérmico y Triásico de la región Ayllón Atienza (provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías* 2, 1-408.
- Hoefs, J. (1997): *Stable isotope Geochemistry*. Springer, Berlín, 201 pp.
- Hoefs, J. (2009): *Stable isotope Geochemistry*. Springer, Berlín, 285 p.
- Holliday, D.W. (1970): The petrology of secondary gypsum rocks: a review. *Journal of Sedimentary Petrology* 40, 734-744.
- Holser, W.T. (1984): Gradual and Abrupt Shifts in Ocean Chemistry During Phanerozoic Time. En: H.D. Holland, A.F. Trendall (Eds.), *Patterns of Change in Earth Evolution*. Springer-Verlag, Berlin, 123-143.
- Holser, W.T. (1992): Stable isotope geochemistry of sulfate and chloride rocks. En: N. Claire, S. Chaudhuri (Eds.), *Isotopic Signatures and Sedimentary Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 153-176.
- Holser, W.T., Maynard, J.B., Cruikshank, K.M. (1989): Modelling the Natural Cycle of Sulphur Through Phanerozoic Time. En: P. Brimblecombe, A.Y. Lein (eds.), *Evolution of the Global Biogeochemical Sulphur Cycle*. John Wiley, Chichester, 21-56.
- Hovikoski, J., Räsänen, M. E., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W., Romero Pittman, L., Lertola, K. (2005): Miocene semidiurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru. *Geology* 33, 177-180.
- Hovikoski, J., Gingras, M., Räsänen, M., Rebata, L.A., Guerrero, J., Ranzi, A., Melo, J., Romero, L., Nuñez del Prado, H., Jaimes, F., Lopez, S. (2007): The nature of Miocene Amazonian epicontinental embayment: High-frequency shifts of the low-gradient coastline. *Geological Society of America Bulletin* 119, 1506-1520.
- Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Ranzi, A., Melo, J. (2008): Tidal and seasonal controls in the formation of Late Miocene inclined heterolithic stratification deposits, western Amazonian foreland basin. *Sedimentology* 55, 499-530.
- Hsü, K.J., Siegenthaler, C. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. *Sedimentology* 12, 11-25.
- Hubbard, S.M., Smith, D.G., Nielsen, H., Leckie, D.A., Fustic, M., Spencer, R.J., Bloom, L. (2011): Seismic geomorphology and sedimentology of a tidally influenced river deposit, Lower Cretaceous Athabasca Oil Sands, Alberta, Canada. *AAPG Bulletin* 95, 1123–1145.
- Hubert, J.F., Hyde, M.G. (1982): Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sandflat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology* 29, 457-474.
- Illing, L.C., Wells, A.J., Taylor, J.C.M. (1965): Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. En: L.C. Pray, R.C. Murray (eds.), *Dolomitization and limestone diagenesis: a symposium*. SEPM Special Publication 13, 89-111.
- Inam, A., Clift, P.D., Giosan, L., Rashid Tabrez, A., Tahir, M., Rabbani, M.M., Danish, M. (2007): The Geographic, Geological and Oceanographic Setting or the Indus River. En: A. Gupta (ed.), *Large Rivers: Geomorphology and Management*. John Wiley and Sons, Chichester, 333-346.
- Ipas, J., Aurell, M., Bádenas, B., Canudo, J.I., Llesa, C., Mas, J.R., Soria, A.R. (2007): Caracterización de la Formación Villar del Arzobispo al sur de Zaragoza (Titónico, Cordillera Ibérica). *Geogaceta* 41, 111-114.
- Iribar, V., Ábalos, B. (2011): The geochemical and isotopic record of evaporite recycling in spas and salterns of the Basque Cantabrian basin, Spain. *Applied Geochemistry* 26, 1315-1329.
- Jablonski, B., Dalrymple, R.W. (2012): Sedimentology of a fluvially-dominated, tidally influenced point bar: the Lower Cretaceous Middle McMurray Formation, Lower Steepbank River area, northeastern Alberta, Canada. *Abstracts Tidalites 2012, 8th International Conference on tidal environments*, Caen, pp. 67-68.
- James, N.P. (1979): Facies Models 9. Introduction to Carbonate Facies Models. En: R.G. Walker (ed.), *Facies Models*. Geoscience Canada, Toronto, 105-107.
- Jauzein, A. (1974): Les données sur le système CaSO₄, H₂O et leurs implications géologiques. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* (2) 16, 151-159.
- Jin, K.-R., Sun, D. (2007): Sediment resuspension and hydrodynamics in Lake Okeechobee during the late summer. *Journal of Engineering Mechanics* 133, 899–910.
- Joly, H. (1922a): Note préliminaire sur l'allure générale et l'âge des plissements de la chaîne celtibérique (Espagne). *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences* 174, 976-978.
- Joly, H. (1922b): Sur la présence d'écailles ou de lambeaux de charriage dans la Chaîne Celtibérique (provinces de Saragosse, Logrono et Soria, Espagne). *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences* 174, 1185-1187.
- Joly, H. (1923a): Observations stratigraphiques sur l'Oxfordien et le Lusitanien en certains points de la Chaîne Celtibérique. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences* 176, 518-520.
- Joly, H. (1923b): Sur la constitution du Jurassique a Torrelapaja et Berdejo (Chaîne Celtibérique). Provinces de Saragosse et de Soria (Espagne). *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences* 176, 700-702.
- Jones, C.E., Jenkyns, J.C., Coe, A.L., Hesselbo, S.P. (1994): Strontium isotopic variations in Jurassic and Cretaceous seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 3061-3074.
- Jones, B., Renaut, R.W., Konhauser, K.O. (2005): Genesis of large siliceous stromatolites at Frying Pan Lake, Waimangu geothermal field, North Island, New Zealand. *Sedimentology* 52, 1229–1252.

- Jordan, P., Nüesch, R. (1989): Deformation Structures in the Muschelkalk Anhydrites of the Schafisheim Well (Jura Overthrust, Northern Switzerland). *Eclogae geologicae Helveticae* 82, 429-454.
- Jørgensen, B.B., Cohe, Y. (1977): Solar Lake (Sinai). 5. The sulfur cycle of the benthic cyanobacterial mats. *Limnology and Oceanography* 22, 657-666.
- Jowett, E.C., Cathles III, L.M., Davis, B.W. (1993): Predicting Depths of Gypsum Dehydration in Evaporitic Sedimentary Basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 77, 402-413.
- Kanes, W.H. (1970): Facies and development of the Colorado River delta in Texas. En: J. P. Morgan (ed.), *Deltaic sedimentation – Modern and ancient*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 15, 78-106.
- Keldermann, P., Ang'weya, R.O., De Rozari, P., Vijverberg, T. (2012): Sediment characteristics and wind-induced sediment dynamics in shallow Lake Markermeer, the Netherlands. *Aquatic Sciences* 74, 301-313.
- Kelts, K.R., Hsü, K.J. (1978): Freshwater carbonate sedimentation. En: A. Lerman (ed.), *Lakes: Geology, Chemistry, Physics*. Springer-Verlag, New York, 295-323.
- Kelts, K. y Talbot, M. (1990): Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic-abiotic interactions. En: M.M. Tilzer, C. Serruya (eds.), *Large Lakes: Ecological Structure and Function*. Springer-Verlag, New York, 294-323.
- Kendall, A.C. (1992): Evaporites. En: R.G. Walker, N.P. James (eds.), *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland, Canada, 375-409.
- Kendall, A.C. (2010): Marine Evaporites. En: N.P. James, R.W. Dalrymple (eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland & Labrador, 505-539.
- Kendall, C.G.St.C., Skipwith Bt., P.A.d'E. (1968): Recent algal mats of a Persian Gulf Lagoon. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 1040-1058.
- Kietzmann, D.A., Vennari, V.V. (2013): Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 40, 41-65.
- Kinsman, D.J.J., Park, R.K. (1976): Algal belt and coastal sabkha evolution, Trucial Coast, Persian Gulf. En: M.R. Walter (ed.), *Stromatolites*. Developments in Sedimentology 20, 421-477.
- Kiyosu, Y. (1980): Chemical reduction and sulfur isotope effects of sulfate by organic matter under hydrothermal conditions. *Chemical Geology* 30, 47-56.
- Kiyosu, Y., Krouse, H.R. (1990): The role of organic acid in the abiogenic reduction of sulphate and the sulphur isotope effect. *Geochemical Journal* 24, 21-27.
- Klein, G. de V. (1963): Bay of Fundy intertidal zone sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 33, 844-854.
- Klein, G. de V. (1964): Sedimentary facies in Bay of Fundy intertidal zone, Nova Scotia, Canada. En: L.M.J.U. van Staaten (ed.), *Deltaic and shallow marine deposits*. Elsevier, Amsterdam, 193-199.
- Klein, C., Hurlburt, C. S. (1996-1997): *Manual de mineralogía*. Reverté, Barcelona, 392 pp.
- Kneuper-Haack, F. (1966): Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 44, 165-209.
- Kobluk, D.R., Risk, M.J. (1977): Calcification of exposed filaments of endolithic algae, micrite envelope formation and sediment production. *Journal of Sedimentary Petrology* 47, 517-528.
- Kreisa, R.D., Moiola (1986): Sigmoidal tidal bundles and other tide-generated sedimentary structures of the Curtis Formation. *Bulletin Geological Society of America* 97, 381-387.
- Kroes, H.W. (1986): Restoration of shallow lake ecosystems, with emphasis on Loosdrecht lakes. *Hydrobiological Bulletin* 20, 5-7.
- Kushnir, J. (1981): Formation and early diagenesis of varved evaporite sediments in a coastal hypersaline pool. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 1193-1203.
- Kvale, E.P. (2012): Tidal Constituents of Modern and Ancient Tidal Rhythmites: Criteria for Recognition and Analyses. En: R.A. Davis, R.W. Dalrymple (eds.), *Principles of Tidal Sedimentology*. Springer, Kingston, Canada, 1-17.
- Kvale, E.P., Archer, A.W. (1990): Tidal deposits associated with low-sulfur coals, Brazil Fm (Lower Pennsylvanian), Indiana. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 563-574.
- Kvale, E.P., Archer, A.W. (1991): Characteristics of two, Pennsylvanian-age, semidiurnal tidal deposits in the Illinois Basin, U.S.A. En: D.G. Smith, G.E. Reinson, M.A. Zaitlin, R.A. Rahmani (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16, 179-188.
- Kvale, E.P., Mastalerz, M. (1998): Evidence of ancient freshwater tidal deposits. En: C. R. Alexander, R. A. Davis, V. J. Henry (eds.), *Tidalites: Processes and Products*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 61, 95-107.
- Kvale, E.P., Fraser, G.S., Archer, A.W., Zawistoski, A., Kemp, N., McGough, P. (1994) : Evidence of seasonal precipitation in Pennsylvanian sediments of the Illinois basin. *Geology* 22, 331-334.
- Lambert, A., Hsü, K.J. (1979): Non-annual cycles of varve-like sedimentation in Walensee, Switzerland. *Sedimentology* 26, 453-461.
- Lanaja, J.M., Navarro, A. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la Geología de España*. I.G.M.E., Madrid, 465 p.
- Langenberg, C.W., Hein, F.J., Lawton, D., Cunningham, J. (2002): Seismic modeling of fluvial-estuarine deposits in the Athabasca oil sands using ray-tracing techniques, Steepbank River area, northeastern Alberta. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 50, 178-204.

- Lanier, W.P., Tessier, B. (1998): Climbing-ripple bedding in the fluvio-estuarine transition: a common feature associated with tidal dynamics (modern and ancient analogues). En: C. R. Alexander, R.A. Davis, V.J. Henry (eds.), *Tidalites: Processes and Products*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 61, 109-117.
- Lanier, W.P., Feldman, H.R., Archer, A.W. (1993): Tidal sedimentation from a fluvial to estuarine transition, Douglas Group, Missourian-Virgilian, Kansas. *Journal of Sedimentary Petrology* 63, 860-873.
- Larsonneur, C. (1975): Mont-Saint-Michel Bay, France. En: R. Ginsburg (ed.), *Tidal Deposits*. Springer, New York, 284-288.
- Larsonneur, C. (1989): La baie du Mont-Saint-Michel: un modèle de sédimentation en zone tempérée. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 46, 5-73.
- Last, W.M., Vance, R.E. (1997): Bedding characteristics of Holocene sediments from salt lakes of the northern Great Plains, Western Canada. *Journal of Paleolimnology* 17, 297-318.
- Lazarret, M. (1896): *Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño*. Tesis Doctoral, Faculté des Sciences de Paris, Lille, 310 p.
- Lindholm, R.C., Finkelman, R.B. (1972): Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *Journal of Sedimentary Petrology* 42, 239-245.
- Lindsay, P., Balls, P.W., West, J.R. (1996): Influence of Tidal Range and River Discharge on Suspended Particulate Matter Fluxes in the Forth Estuary (Scotland). *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 42, 63-82.
- Liutkus, C.M., Beard, J.S., Frases, N.C., Ragland, P.C. (2010): Use of fine-scale stratigraphy and chemostratigraphy to evaluate conditions of deposition and preservation of a Triassic Lagerstätte, south-central Virginia. *Journal of Paleolimnology* 44, 645-666.
- Logan, B.W. (1961): Cryptozoon and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, western Australia. *Journal of Geology* 69, 517-533.
- Logan, B.W., Hoffman, P., Gebelein, C.D. (1974): Algal Mats, Cryptalgal Fabrics, and Structures, Hamelin Pool, Western Australia. En: B.W. Logan, J.F. Read, G.M. Hagan, P. Hoffman, R.G. Brown, P.J. Woods, C.D. Gebelein (eds.), *Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia*. AAPG Memoir 22, 140-194.
- Lohmann, K.C. (1988): Geochemical Patterns of Meteoric Diagenetic Systems and Their Application to Studies of Paleokarst. En: N.P. James, P.W. Choquette (eds.), *Paleokarst*. Springer-Verlag, New York, 58-80.
- López-Elorza (2013): *Petrofacies y evolución diagenética del Grupo Oncala, en el oeste de la Cuenca de Cameros*. Proyecto de Máster inédito, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 53 p.
- López-Gómez, J. (1985): Sedimentología y estratigrafía de los materiales Pérmicos y Triásicos del sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva del Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías* 11, 1-344.
- López-Gómez, J. and Arche, A. (1992): Las unidades litostratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos* 48, 123-143.
- López-Gómez, J., Arche, A. (1993): Sequence stratigraphy analysis and paleogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk Facies (Permo-Triassic) in the Iberian Ranges. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 103, 179-201.
- López-Gómez, J., Arche, A., Pérez-López, A. (2002): Permian and Triassic. En: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 185-221.
- López-Gómez, J., Arche, A., Vargas, H., Marzo, M. (2010): Fluvial architecture as a response to two-layer lithospheric subsidence during the Permian and Triassic in the Iberian Basin, eastern Spain. *Sedimentary Geology* 223, 320-333.
- Lotze, F. (1929): Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen* 14, 142-462.
- Lotze, F. (1955): Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas seltebéricas. *Publicaciones extranjeras sobre geología de España* 8, 313 p.
- Lowenstein, T.K., Hardie, L.A. (1985): Criteria for the recognition of salt-pan evaporites. *Sedimentology* 32, 627-644.
- Ludlam, S.D. (1974): Fayetteville Green Lake, New York. 6. The role of turbidity currents in lake sedimentation. *Limnology and Oceanography* 19, 656-664.
- Lugli, S. (2001): Timing of post-depositional events in the Burano Formation of the Secchia valley (Upper Triassic, Northern Apennines), clues from gypsum-anhydrite transitions and carbonate metasomatism. *Sedimentary Geology* 140, 107-122.
- MacDonald, G.J.F. (1953): Anhydrite-gypsum equilibrium relations. *American Journal of Science* 251, 884-898.
- Maceachern, J.A., Pemberton, S.G. (1994): Ichnological aspects of incised-valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada sedimentary basin, Alberta, Canada; Incised-valley systems; origin and sedimentary sequences. Society for Sedimentary Geology Special Publication 51, 129-157.
- Machel, H. (2004): Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. En: C.J.R. Braithwaite, G. Rizzi, G. Darke (eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs*. Geological Society of London Special Publications 235, 7-63.
- Machel, H., Krouse, H.R., Sassen, R. (1995): Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied Geochemistry* 10, 373-389.
- MacLean, L.C.W., Tyliszczak, T., Gilbert, P.U.P.A., Zhou, D., Pray, T.J., Onstott, T.C., Southam, G. (2008): A high-

- resolution chemical and structural study of framboidal pyrite formed within a low-temperature bacterial biofilm. *Geobiology* 6, 471-480.
- Magee, J.W. (1991): Late Quaternary lacustrine, groundwater, aeolian and pedogenic gypsum in the Prungle Lakes, southeastern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 84, 3-42.
- Makhlof, I.M., Aziz El-Hadad, A. (2006): Depositional environments and facies of the Late Triassic Abu Ruweis Formation, Jordan. *Journal of Asian Earth Sciences* 28, 372-384.
- Mallada, L. (1884): Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España.- Sistema Jurásico. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España* 9, 209-358.
- Mallada, L. (1885): Índice alfabético de los géneros y especies de los sistemas triásico y jurásico que se reseñan en el Tomo II de la sinopsis paleontológica de España. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España* 12, 631-640.
- Mallada, L. (1887): Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España.- Sistema Cretáceo inferior. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España* 14, 4-172.
- Mallada, L. (1904): Sistemas Infracretáceo y Cretáceo. *Memorias Comisión Mapa Geológico de España* 5, 63-73 y 210-268.
- Mantilla-Figueroa, L.C. (1999): *El metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja-España): Petrología, geoquímica, geocronología y contexto estructural de los procesos de interacción fluido-roca*. Tesis Doctoral inédita, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 361 p.
- Mantilla-Figueroa, L.C., Casquet, C., Mas, J.R. (1998): Los paleofluidos del Grupo Oncala, Cuenca de Cameros (La Rioja, España): Datos de inclusiones fluidas, isótopos de Oxígeno y SEM. *Geogaceta* 24, 207-210.
- Mantilla-Figueroa, L.C., Casquet, C., Mas, J.R. (1999): Comparación entre el metamorfismo de la Cuenca de Cameros y el de la Cuenca aurífera de Witwatersrand (Sudáfrica). Implicaciones metalogenéticas. *Geogaceta* 25, 131-134.
- Mantilla-Figueroa, L.C., Casquet, C., Galindo, C., Mas, J.R. (2002): El metamorfismo hidrotermal cretácico y paleógeno en la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, España). *Zubía* 14, 143-154.
- Martin, A.J. (2000): Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example. *Sedimentary Geology* 136, 1-5.
- Martín-Closas, C. (1989): *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre*. Tesis Doctoral inédita, Universidad de Barcelona, Barcelona, 581 p.
- Martín-Closas, C., Alonso, A. (1998): Estratigrafía y bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11, 253-269.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B.L., Mata, M.P., González-Sampériz, P., Bao, R., Moreno, A., Stefanova, V. (2008): Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: the Zoñar Lake record, Córdoba. *The Holocene* 18, 907-921.
- Martinsen, O. (1994): Mass movements. En: A. Maltman (ed.), *The geological deformation of sediments*. Chapman & Hall, London, 127-165.
- Marzo, M. (1980): *El buntsandstein de los Catalánides. Estratigrafía y procesos de Sedimentación*. Tesis Doctoral inédita, Universidad de Barcelona, 317 p.
- Mas, R., Alonso, A. (1991): Sistemas lacustres/costeros del Cretácico inferior de la Cuenca de los Cameros. Controles tectónico y eustático. *III Coloquio del Cretácico de España*, Morella: p. 47.
- Mas, R., Salas, R. (2002): Lower Cretaceous of the Iberian basin. En: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 284-288.
- Mas, R., Alonso, A., García, A., Arias, C., Vilas, L., Meléndez, N., Rincón, R. (1982): Les grandes étapes dans l'évolution du Crétacé de la zone sudoccidentale de la Chaîne Ibérique (Espagne). 9 Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Société Géologique de France, Paris: p. 417.
- Mas, R., Alonso, A., Meléndez, N. (1984): La Formación Villar del Arzobispo: un ejemplo de llanuras de marea siliciclásticas asociadas a plataformas carbonatadas. Jurásico terminal (NW. De Valencia y E. de Cuenca). *Publicaciones de Geología (Universidad Autónoma de Barcelona)* 20, 175-188.
- Mas, R., Alonso, A., Guimerà, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja- Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 6, 129-144.
- Mas, R., Guimerà, J., Alonso, A. (1997): Evolution of a mesozoic intraplate extensional basin: The Cameros Basin (North Spain). *Annual Meeting of IGCP Project No. 369 - Comparative Evolution of Peri-Tethyan Rift Basins* 1, 33-36.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A., Alonso-Azcarate, J. (2002a): La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria - implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubía* 14, 9-64.
- Mas, R., Segura, M., Salas, R., Fregenal-Martínez, M.A., Sanz, J.L., García, A., Meléndez, M.N., Chacón, B., García-Hidalgo, J., Ortega, F., Gil, J., Martín-Chivelet, J. (2002b): The Iberian basin. En: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 284-288.
- Mas, J.R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Alonso, A., Alonso-Azcarate, J. (2003): The Cameros Basin: From Late Jurassic-Early Cretaceous Extension to Tertiary Contractional Inversion-Implications of Hydrocarbon Exploration. En: *Geological Field Trip 11, AAPG International Conference and Exhibition, Barcelona, Spain*.
- Mas, R., García, A., Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Segura, M. (2004): Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 503-510.

- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Alonso, A., Arribas, M.E., Lohmann, K.C., González-Acebrón, L., Hernán, J., Quijada, E., Suarez, P., Omodeo, S. (2011): Evolution of an intra-plate rift basin: the Latest Jurassic-Early Cretaceous Cameros Basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain). En: C. Arenas, L. Pomar, F. Colombo (eds.), *Post-Meeting Field trips 28th IAS Meeting, Zaragoza*. Geo-guías 8, 117-154.
- Mata, M.P. (1997): *Caracterización y evolución mineralógica de la Cuenca mesozoica de Cameros (Soria-La Rioja)*. Tesis Doctoral inédita, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 349 p.
- Mata, M.P., Casas, A.M., Canals, A., Gil, A., Pocovi, A. (2001): Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. *Basin Research* 13, 91-111.
- Maurin, A.F., Noël, D. (1977): A Possible Bacterial Origin for Famennian Micrites. En: E. Flügel (ed.), *Fossil Algae: Recent Results and Developments*. Springer-Verlag, Berlin, 136-142.
- Mazzullo, S.J. (2000): Organogenic Dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. *Journal of Sedimentary Research* 70, 10-23.
- McArthur, J.M., Howarth, R.J., Bailey, T.R. (2001): Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0-509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *The Journal of Geology* 109, 155-170.
- McLeroy, C.A., Anderson, R.Y. (1966): Laminations of the Oligocene Florissant Lake Deposits, Colorado. *Geological Society of America Bulletin* 77, 605-618.
- Meléndez, N., Gómez-Fernández, J.C. (2000): Continental Deposits of the Eastern Cameros Basin (Northern Spain) During Tithonian-Berriasian Time. En: E.H. Gierlowski-Kordesch, K.R. Kelts (eds.), *Lake basins through space and time*. AAPG Studies in Geology 6, 263-278.
- Meléndez, A., Aurell, M., Bádenas, B., Soria, A.R. (1995): Las rampas carbonatadas del Triásico Medio en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica* 19, 173-199.
- Mellere, D., Steel, R.J. (1996): Tidal sedimentation in Inner Hebrides half grabens, Scotland: the Mid-Jurassic Bearreraig Sandstone Formation. En: M. De Batist and P. Jacobs (eds.), *Geology of Siliciclastic Shelf Seas*. The Geological Society 117, 49-79.
- Mensink, H., Schudack, M. (1982): Caliche, bodengebilde und die paläogeographische Entwicklung an der wende mariner Jura/wealden in der westlichen Sierra de los Cameros (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 163, 49-80.
- Miegebielle, V., Hervouet, Y., Xavier, J.P. (1991): Individualisation jurassique du Bassin Wealdien de Soria. Chaîne Ibérique nord-occidentale. Espagne. *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine* 15, 69-82.
- Miegebielle, V., Hervouet, Y., Xavier, J.P. (1993): Analyse structurale de la partie méridionale du bassin du Soria (Espagne). *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine* 17, 19-37.
- Mitchell, R.W. (1985): Comparative sedimentology of shelf carbonates of the Middle Ordovician St. Paul Group, Central Appalachians. *Sedimentary Geology* 43, 1-41.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R. (1986): K-Ar study of Cretaceous magmatism and metamorphism in the Pyrenees: age and length of rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics* 129, 257-273.
- Monty, C., (1977): Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites. En: E. Flügel (ed.), *Fossil Algae: Recent Results and Developments*. Springer-Verlag, Berlin, 15-35.
- Monty, C.L.V., Hardie, L.A. (1976): The geological significance of the freshwater blue-green algal calcareous marsh. En: M.R. Walter (ed.), *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, 447-477.
- Moody-Stuart, M. (1966): High- and low-sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 1102-1117.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., Moreno, A., González-Sampériz, P., Mata, P., Romero, O., Maestro, M., Navas, A. (2008): Holocene palaeohydrology and climate variability in northeastern Spain: The sedimentary record of Lake Estanya (Pre-Pyrenean range). *Quaternary International* 181, 15-31.
- Morris, R.C., Dickey, P.A. (1957): Modern evaporite deposition in Peru. *AAPG Bulletin* 41, 2467-2474.
- Morris, A.W., Howarth, M.J. (1998): Bed stress induced sediment resuspension (SERE 88/89). *Continental Shelf Research* 18, 1203-1213.
- Mossop, G.D., Flach, P.D. (1983): Deep channel sedimentation in the Lower Cretaceous McMurray Formation, Athabasca oil sands, Alberta, Canada. *Sedimentology* 30, 493-509.
- Mount, J., Kidder, D. (1993): Combined flow origin of edgewise intraclast conglomerates: Sellick Hill Formation (Lower Cambrian), South Australia. *Sedimentology* 40, 315-329.
- Müller, W.H., Briegel, U. (1978): The rheological behaviour of polycrystalline anhydrite. *Eclogae geologicae Helveticae* 71, 397-407.
- Müller, W.H., Schmid, S.M., Briegel, U. (1981): Deformation experiments on anhydrite rocks of different grain sizes: rheology and microfabric. *Tectonophysics* 78, 527-543.
- Muñoz-Jiménez, A., Casas-Sainz, A.M. (1997): The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research* 9, 65-85.
- Musial, G., Reynaud, J.-Y., Gingras, M.K., Fénies, H., Labourdette, R., Parize, O. (2012): Subsurface and outcrop characterization of large tidally influenced point bars of the Cretaceous McMurray Formation (Alberta, Canada). *Sedimentary Geology* 279, 156-172.
- Moratalla, J.J., Hernán, J. (2010): Probable palaeogeographic influences of the Lower Cretaceous Iberian rifting phase in the Eastern Cameros Basin (Spain) on dinosaur trackway orientations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology,*

- Palaeoecology* 295, 116-130.
- Muñoz-Jiménez, A., Casas-Sainz, A.M. (1997): The Rioja Trough (N Spain): tectosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research* 9, 65-85.
- Nader, F.H., Swennen, R., Keppens, E. (2008): Calcitization/dedolomitization of Jurassic dolostones (Lebanon): results from petrographic and sequential geochemical analyses. *Sedimentology* 55, 1467-1485.
- Najarro, M. (2005): *Evolución sedimentaria, procedencia y diagénesis de los últimos episodios de relleno de la Cuenca de Cameros (Grupo Oliván, Cretácico Inferior, Cordillera Ibérica Septentrional)*. Trabajo de investigación (DEA), Universidad Complutense de Madrid, Madrid.
- Najarro, M., Arribas, J., Mas, R., Ochoa, M. (2005): Sedimentary evolution and provenance of the last provenance episodes of the Cameros Basin (Early Cretaceous, North Spain). *Abstracts 8th International Conference on Fluvial Sedimentology*, Delf (Holanda), p. 217.
- Navás, L. (1926): El Moncayo y los valles aragoneses. Lo que fueron, lo que son y lo que podrían ser. *Publicaciones de la Academia de Ciencias Exactas Físico-Químicas y Naturales de Zaragoza*, 10, 67-89.
- Navás, L. (1931): El Moncayo. *Revista de la Academia de Ciencias Exactas Físico-químicas y Naturales de Zaragoza* 15, 49-90.
- Nichols, G. (2009): *Sedimentology and Stratigraphy*. Wiley-Blackwell, Oxford, 419 p.
- Nielsen, H. (1989): "Figure 2.2" del artículo: Holser, W.T., Maynard, J.B. Cruikshank, K.M.: Modelling the Natural Cycle of Sulphur Through Phanerozoic Time. En: P. Brimblecombe, A.Y. Lein (eds.), *Evolution of the Global Biogeochemical Sulphur Cycle*. John Wiley & Sons, Chichester, 21-56.
- Nijman, W., Puigdefabregas, C. (1978): Coarse-grained point bar structure in a molasse-type fluvial system, Eocene Castisent Sandstone Formation, South Pyrenean Basin. En: A.D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 487-510.
- Nio, S.-D., Yang, C.-S. (1991): Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: a review. En: D.G. Smith, G.E. Reinson, B.A. Zaitlin, R.A. Rahmani (eds.), *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16, 3-28.
- Nitti, A., Daniels, C.A., Siefert, J., Souza, V., Hollander, D., Breitbart, M. (2012): Spatially Resolved Genomic, Stable Isotopic, and Lipid Analyses of a Modern Freshwater Microbialite from Cuatro Ciénegas, Mexico. *Astrobiology* 12, 685-698.
- Normati, M., Salomon, J. (1989): Reconstruction of a Berriasian lacustrine paleoenvironment in the Cameros basin (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70, 215-223.
- North, C.P., Davidson, S.K. (2012): Unconfined alluvial flow processes: Recognition and interpretation of their deposits, and the significance for palaeogeographic reconstruction. *Earth-Science Reviews* 111, 199-223.
- Ochoa, M. (2006): *Procedencia y diagénesis del registro arenoso del Grupo Urbión (Cretácico Inferior) de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica septentrional)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 240 p.
- Ochoa, M., Arribas, J., Mas, R., Najarro, M. (2005): Controls destroying a fluvial reservoir in Cameros Basin, Spain. *Abstracts 8th International Conference on Fluvial Sedimentology*, Delf (Holanda), p. 226.
- Ochoa, M., Arribas, J., Mas, R., Goldstein, R.H. (2007): Destruction of a fluvial reservoir by hidrothermal activity (Cameros Basin, Spain). *Sedimentary Geology* 202, 158-173.
- Olagüe, I. (1935): Notas para el estudio del Jurásico en la Rioja I. La Sierra de Peña Isasa. *Boletín Sociedad Española de Historia Natural* 35, 25-38.
- Olagüe, I. (1936): Notas para el estudio del Jurásico en la Rioja II. Las sierras de Cameros. *Boletín Sociedad Española de Historia Natural* 36, 101-123.
- Olsen, P.E. (1986): A 40-million year lake record of early Mesozoic orbital climatic forcing: *Science* 234, 842-848.
- Omodeo-Salé, S., Arribas, J., Guimerà, J., Martínez, L., Mas, R., Salas, R., Suarez-Ruiz, I. (2012): 1D thermal modeling of an extensional basin: The Cameros Basin (NE Spain). *Abstracts 29th IAS Meeting of Sedimentology 2012*, Schludming, p. 198.
- Omodeo-Salé, S., Suárez-Ruiz, I., Arribas, J., Mas, R., Martínez, L. (2014): Organic matter features in a basin affected by hydrothermalism: keys to understanding paleo-petroleum system in the Cameros Basin (NE Spain). *International Journal of Coal Geology*, en revisión.
- Omodeo-Salé, S., Guimerà, J., Arribas, J., Mas, R. (2014): Tectono-stratigraphic evolution of an inverted extensional basin: the Cameros Basin (North of Spain). *International Journal of Earth Sciences*. doi: 10.1007/s00531-014-1026-5
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N., Mayeda, T.K. (1969): Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics* 51, 5547-5558.
- Orszag-Sperber, F., Plaziat, J.-C., Baltzer, F., Purser, B.H. (2001): Gypsum salina±coral reef relationships during the Last Interglacial (Marine Isotopic Stage 5e) on the Egyptian Red Sea coast: a Quaternary analogue for Neogene marginal evaporites? *Sedimentary Geology* 140, 61-85.
- Ortega, M.T. (1992): *El clima del sector Norte de la Cordillera Ibérica*. Universidad de Valladolid, Valladolid, 359 p.
- Ortí, F. (1974): El Keuper del Levante español. *Estudios Geológicos* 30, 7-46.
- Ortí, F. (2004): Últimas etapas de actividad del rifting: Sedimentos asociados. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 492-495.
- Ortí, F. (2010a): Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica. En: A. Arche (ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CSIC, Madrid, 675-769.
- Ortí, F. (2010b): Evaporitas: formaciones marinas y

- continentales. Algunos ejemplos. En: A. Arche (ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CSIC, Madrid, 771-838.
- Ortí, F. (2011): Selenite facies in marine evaporites: a review. En: C.G.St.C. Kendall A.S. Alsharhan (eds.), *Quaternary carbonate and evaporite sedimentary facies and their ancient analogues*. International Association of Sedimentologists Special Publication 43, 431-464.
- Ortí, F., Rosell, L. (1997): Sulfatos evaporíticos de interés petrológico. En: J.C. Melgarejo (ed.), *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Fundació Folch, Barcelona, 210-235.
- Ortí, F., Pueyo, J.J., Geisler-Cussey, D., Dulau, N. (1984): Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). *Revista d'investigacions geològiques* 38-39, 169-220.
- Ortí, F., Rosell, L., Gibert, L., Moragas, M., Playà, E., Inglès, M., Rouchy, J.M., Calvo, J.P., Gimeno, D. (2014): Evaporite sedimentation in a tectonically active basin: The lacustrine Las Minas Gypsum unit (Late Tortonian, SE Spain). *Sedimentary Geology*, in press.
- Page, K.J., Nanson, G.C., Frazier, P.S. (2003): Floodplain formation and sediment stratigraphy resulting from oblique accretion on the Murrumbidgee River, Australia. *Journal of Sedimentary Research* 73, 5-14.
- Paik, I.S., Kim, H.J. (1998): Subaerial lenticular cracks in Cretaceous lacustrine deposits, Korea. *Journal of Sedimentary Research* 68, 80-87.
- Palacios, P. (1882): Cristales de piritas de hierro en las capas Jurásicas de la provincia de Soria. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España* 9, 223-226.
- Palacios, T. (1890): Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. *Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España* 16, Imprenta y Fundición de Manuel Tello, Madrid.
- Palacios, P. (1892) Reseña geológica de la región meridional de la Provincia de Zaragoza. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España* 19, 1-114.
- Palacios, P. (1917): Nota acerca de la constitución estratigráfica del Moncayo. *Boletín Instituto Geológico de España* 38, 3-14.
- Palacios, P., Sánchez Lozano, R. (1885): La formación Wealdense en las provincias de Soria y Logroño. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* 12, 109-140.
- Palmer, A.R. (1983): The Decade of North American Geology 1983 Geologic Time Scale. *Geology* 11, 503-504.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., Villena, J. (2004): La Cuenca del Ebro. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 533-543.
- Pascual, C., Canudo, J.I., Hernández, N., Barco, J.L., Castanera, D. (2012): First record of stegosaur dinosaur tracks in the Lower Cretaceous (Berriasian) of Europe (Oncala group, Soria, Spain). *Geodiversitas* 34, 297-312.
- Pascual-Arribas, C., Hernández-Medrano (2012): Asociación de huellas de pterosaurio en el yacimiento de Los Tormos (Soria, España): implicaciones icnotaxonómicas. *Studia Geologica Salmanticensia* 48, 7-36.
- Pascual-Arribas, C., Sanz-Pérez, E. (2000): Huellas de pterosaurios en el Grupo Oncala (Soria, España). *Pterarchnus palaciei-saenzi*, nov. icnosp. *Estudios Geológicos* 56, 73-100.
- Pascual-Arribas, C., Sanz-Pérez, E., Hernández-Medrano, N., Latorre-Macarrón, P. (2007): *Lepidotes* sp. en la Aloformación Valdeprado del Cretácico Inferior (Berriasense) de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, Soria, España). *Studia Geologica Salmanticensia* 43, 193-206.
- Patterson, R.J., Kinsman, D.J.J. (1982): Formation of Diagenetic Dolomite in Coastal Sabkha along Arabian (Persian) Gulf. *AAPG Bulletin* 66, 28-43.
- Paytan, A., Gray, E.T. (2012): Sulfur Isotope Stratigraphy. En: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G. M. Ogg (eds.), *The geologic time scale 2012*. Elsevier, Amsterdam, 167-180.
- Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D., Thieme, M.H. (2004): Seawater Sulfur Isotope Fluctuations in the Cretaceous. *Science* 304, 1663-1665.
- Pemberton, S.G., Wightman, D.M. (1992): Ichnological characteristics of brackish water deposits. En: S.G. Pemberton (ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Core Workshop 17, 141-167.
- Pemberton, S.G., Flach, P.D., Mossop, G.D. (1982): Trace fossils from the Athabasca Oil Sands, Alberta, Canada. *Science* 217, 825-827.
- Pérez-Arlucea, M. (1985): *Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín. (Provincias Guadalajara y Teruel)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 322 p.
- Pérez-Arlucea, M., Sopena, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el Sector Central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos* 41, 207-222.
- Pérez-Lorente, F. (2002): La distribución de yacimientos y de tipos de huellas de dinosaurio en la Cuenca de Cameros (La Rioja, Burgos, Soria, España). *Zubia* 14, 191-210.
- Perry, C.T. (1999): Biofilm-related calcification, sediment trapping and constructive micrite envelopes: a criterion for the recognition of ancient grass-bed environments? *Sedimentology* 46, 33-45.
- Perthuisot, J.-P., Jauzein, A. (1978): Le Khour El Aadid, lagune sursalée de l'Émirat de Qatar. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 20, 347-358.
- Peterman, Z.E., Hedge, C.E., Tourtelot, H.A. (1970): Isotopic composition of strontium in sea water throughout Phanerozoic time. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 105-120.
- Phillips, C., McIlroy, D. (2010): Ichnofabrics and biologically mediated changes in clay mineral assemblages from a deep-water, fine-grained, calcareous sedimentary

- succession: an example from the Upper Cretaceous Wyandot Formation, offshore Nova Scotia. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 58, 203-218.
- Picard, M.D., High Jr., L.R. (1973): *Sedimentary structures of ephemeral streams*. Developments in Sedimentology 17, Elsevier, Amsterdam, 233 p.
- Pierre, C., Rouchy, J.M. (1988): Carbonate replacements after sulfate evaporites in the middle Miocene of Egypt. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 446-456.
- Pietras, J.T., Carroll, A.R. (2006): High-resolution stratigraphy of an underfilled lake basin: Wilkins Peak Member, Eocene Green River Formation, Wyoming, U.S.A.. *Journal of Sedimentary Research* 76, 1197-1214.
- Platt, N.H. (1989a): Climatic and tectonic controls on sedimentation of a Mesozoic lacustrine sequence: the Purbeck of the Western Cameros Basin, Northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70, 187-197.
- Platt, N.H. (1989b): Continental sedimentation in an evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the western Cameros Basin (northern Spain). *Sedimentary Geology* 64, 91-109.
- Platt, N.H. (1989c): Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology* 34, 665-684.
- Platt, N.H. (1990): Basin evolution and fault reactivation in the western Cameros Basin, Northern Spain. *Journal of the Geological Society of London* 147, 165-175.
- Platt, N. H. (1994a): The western Cameros Basin, northern Spain: Hortigüela Formation (?Valanginian-Barremian). En: E. Gierlowski-Kordesch, K. Kelts (eds.), *Global Geological Record*. Cambridge University Press, Cambridge, 203-208.
- Platt, N. H. (1994b): The western Cameros Basin, northern Spain: Rupelo Formation (Berriasian). En: E. Gierlowski-Kordesch, K. Kelts (eds.), *Global Geological Record*. Cambridge University Press, Cambridge, 195-202.
- Platt, N. H. (1995): Sedimentation and tectonics of a synrift succession: Upper Jurassic alluvial fans and palaeokarst at the late Cimmerian unconformity, western Cameros Basin, northern Spain. En: A.G. Plint (ed.), *Sedimentary facies analysis: a tribute to the research and teaching of Harold G. Reading*. International Association of Sedimentologists Special Publication 22, 219-236.
- Platt, N.H., Wright, V.P. (1991): Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: P. Anadón, L. Cabrera, K. Kelts (eds.), *Lacustrine Facies Analysis*. International Association of Sedimentologists Special Publication 13, 57-74.
- Plummer, P.S., Gostin, V.A. (1981): Shrinkage cracks: desiccation or syneresis? *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 1147-1156.
- Popa, R., Kinkle, B.K., Badescu, A. (2004): Pyrite framboids as biomarkers for iron-sulphur systems. *Geomicrobiology Journal* 21, 193-206.
- Porada, H., Bouougri, E.H. (2007): Wrinkle structures—a critical review. *Earth-Science Reviews* 81, 199-215.
- Porada, H., Löffler, T. (2000): Microbial shrinkage cracks in siliciclastic rocks of the Neoproterozoic Nosib Group (Damara Supergroup) of central Namibia. *Communication of the geological Survey of Namibia* 12, 63-72.
- Posamentier, H.W., Martinsen, O.J. (2011): The character and genesis of submarine mass-transport deposits: insights from outcrop and 3D seismic data. En: R.C. Shipp, P. Weimer, H.W. Posamentier (eds.), *Mass-Transport Deposits in Deepwater Settings*. SEPM Special Publication 96, 7-38.
- Postma, H. (1961): Transport and accumulation of suspended matter in the Dutch Wadden Sea. *Netherlands Journal of Sea Research* 1, 148-190.
- Pratt, B.R. (1992): Peritidal Carbonates. En: R.G. Walker, N.P. James (eds.), *Facies Models*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland & Labrador, 303-322.
- Pratt, B.R. (1998): Syneresis cracks: subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. *Sedimentary Geology* 117, 1-10.
- Pratt, B.R. (2010): Peritidal Carbonates. En: N.P. James, R.W. Dalrymple (eds.), *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland & Labrador, 401-420.
- Preiss, W.V. (1976): Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. En: M.A. Walter (ed.), *Stromatolites*. Developments in Sedimentology 20, 5-13.
- Prokoph, A., Shields, G.A., Veizer, J. (2008): Compilation and time-series analysis of a marine carbonate $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\delta^{34}\text{S}$ database through Earth history. *Earth-Science Reviews* 87, 113-133.
- Pucéat, E., Lécuyer, C., Sheppard, S.M.F., Dromart, G., Reboulet, S., Grandjean, P. (2003): Thermal evolution of Cretaceous Tethyan marine waters inferred from oxygen isotope composition of fish tooth enamels. *Paleoceanography* 18, doi:10.1029/2002PA000823.
- Puigdefabregas, C., Van Vliet, A. (1978): Meandering stream deposits from the Tertiary of the southern Pyrenees. En: A.D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 469-485.
- Pujalte, V. (1982): Tránsito Jurásico-Cretácico, Berriasiense, Valanginiense, Hauteriviense y Barremiense. En: A. García (ed.), *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 51-63.
- Pujalte, V., Robles, S., García-Ramos, J.C., Hernández, J.M. (2004): El Malm-Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 288-291.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2013a): Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Cameros Basin, northern Spain). *Journal of Sedimentary Research* 83, 241-257.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2013b): New insights on stratigraphy and sedimentology

- of the Oncala Group (eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times. *Journal of Iberian Geology* 39, 313-334.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Lugli, S., Mas, R. (2014): From carbonate-sulphate interbeds to carbonate breccias: the role of tectonic deformation and diagenetic processes (Cameros Basin, Lower Cretaceous, N Spain). *Sedimentary Geology* 312, 76-93.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2015): Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain). En: B. Tessier, J.Y. Reynaud (eds.), International Association of Sedimentologists Special Publication 48, en prensa.
- Quintero, I., Mansilla, H. (1982): Hoja geológica num. 317 (Vinuesa). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. Segunda serie, I.G.M.E., Madrid.
- Quintero, I., Trigueros, E. (1956): La cordillera Ibérica. *Memorias del IGME* 57, 175-199.
- Raaf, J.F.M., Boersma, J.R. (1971): Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geologie en Mijnbouw* 50, 479-504.
- Raharimahefa, T., Kusky, T.M. (2010): Environmental Monitoring of Bombetoka Bay and the Betsiboka Estuary, Madagascar, Using Multi-temporal Satellite Data. *Journal of Earth Science* 21, 210-226.
- Ramírez del Pozo, J. (1969): *Síntesis estratigráfica y micropaleontológica de las facies Purbekiense y Wealdense del Norte de España*. CEPESA, Madrid, 68 p.
- Ramos, A. (1979): Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico del W de Molina de Aragón (prov. De Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías* 6, 1-313.
- Ramos, A., Sopena, A., Pérez-Arlucea, M. (1985): Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in NW Iberian Ranges (Central Spain). *Journal of Petroleum Geology* 56, 862-875.
- Ranger, M.J., Pemberton, S.G. (1992): The sedimentology and ichnology of estuarine point bars in the McMurray Formation of the Athabasca Oil Sands deposits, northeastern Alberta, Canada. En: S.G. Pemberton (ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*. SEPM Core Workshop 17, 401-421.
- Rao, V.P. Veerayya, M., Nair, R.R., Dupeuble, P.A., Lamboy, M. (1994): Late Quaternary *Halimeda* bioherms and aragonitic faecal pellet-dominated sediments on the carbonate platform of the western continental shelf of India. *Marine Geology* 121, 293-315.
- Ravnås, R., Bondevik, K. (1997): Architecture and controls on Bathonian–Kimmeridgian shallow-marine synrift wedges of the Oseberg–Brage area, northern North Sea. *Basin Research* 9, 197-226.
- Ravnås, R., Steel, R.J. (1998): Architecture of Marine Rift-Basin Successions. *AAPG Bulletin* 82, 110-146.
- Rebata-H., L. A., Gingras, M.K., Räsänen, M.E., Barbieri, M. (2006): Tidal-channel deposits on a delta plain from the Upper Miocene Nauta Formation, Marañón Foreland Sub-basin, Peru. *Sedimentology* 53, 971-1013.
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, A.W., Stolz, J.F., Bebout, B.M., Dupraz, C., Macintyre, I.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bebout, L., Steppe, T.F., DesMarais, D.J. (2000): The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* 406, 989-992.
- Rees, C.E. (1973): A steady-state model for sulphur isotope fractionation in bacterial reduction processes. *Geochimica et cosmochimica acta* 37, 1141-1162.
- Reineck, H.E. (1963): Sedimentgefüge im Bereich der südlichen Nordsee. *Abhandlungen der Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft* 505, 1-138.
- Reineck, H.-E., Singh, I.B. (1973): Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, Berlin, 439 p.
- Reineck, H.-E., Wunderlich, F. (1968): Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11, 99-104.
- Reitner, J. (1993): Modern cryptic microbialite/metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia) formation and concept. *Facies* 29, 3-40.
- Renaut, R.W., Gierlowski-Kordesch, E.H. (2010): Lakes. En: N.P. James, R.W. Dalrymple (eds.), *Facies Models* 4. Geological Association of Canada, St. John's, Newfoundland & Labrador, 541-575.
- Renaut, R.W., Long, P.R. (1989): Sedimentology of the saline lakes of the Cariboo Plateau, Interior British Columbia, Canada. *Sedimentary Geology* 64, 239-264.
- Rey, D., Ramos, A. (1991): Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector de Deza-Castejón (Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 4, 105-126.
- Rey, J., Rivera, S. (1981a): Hoja geológica num. 318 (Almarza). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. Segunda serie, I.G.M.E., Madrid.
- Rey, J., Rivera, S. (1981b): Hoja geológica num. 319 (Ágreda). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000*. Segunda serie, I.G.M.E., Madrid.
- Riba, O., Ríos, J.M. (1961): Observations sur la structure du Secteur Sud-Ouest de la Chaîne Ibérique (Espagne). En: M. Durand Delga (ed.), *Livre à la Mémoire du Professeur Paul Fallot*. Société Géologique de France, Paris, 275-290.
- Richter, G. (1930): Las cadenas Celtibéricas entre el valle del Jalón y la Sierra de la Demanda. *Publicaciones extranjeras sobre geología de España* 9, 62-142.
- Richter, G. y Teichmüller, R. (1933): Die entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Abhandlungen der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen* 3, 1068-1183.
- Riding, R. (2000): Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47 (Suplemento 1), 179-214.

- Riding, R., Tomás, S. (2006): Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspar? *Sedimentology* 53, 23-34.
- Robertson-Handford, C. (1982): Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental-sabkha playa basin-Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology* 29, 239-253.
- Robinson, B.W., Kusakabe, M. (1975): Quantitative separation of sulphur dioxide for $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ analyses from sulphides by combustion with cuprous oxide. *Analytical Chemistry* 47, 1179-1181.
- Roca, E., Guimerà, J., Salas, R. (1994): Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain. *Geological Magazine* 131, 155-168.
- Rodríguez-Martínez, M., Sánchez, F., Walliser, E.O., Reitner, J. (2012): An Upper Turonian fine-grained shallow marine stromatolite bed from the Muñecas Formation, Northern Iberian Ranges, Spain. *Sedimentary Geology* 263-264, 96-108.
- Rollinson, H. (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific & Technical, Harlow, Inglaterra, 352 p.
- Rosales, I., Gräfe, K.-U., Robles, S., Quesada, S., Floques, M. (2002a): The Basque-Cantabrian Basin. En: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, Londres, 272-274.
- Rosales, I., Robles, s., Quesada, S. (2002b): Early Cretaceous of the Basque-cantabrian Basin. En: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological society, Londres, 274-281.
- Rouchy, J.M., Monty, C. (2000): Gypsum Microbial Sediments: Neogene and Modern Examples. En: R.E. Riding, S.M. Awramik (eds.), *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, 209-216.
- Royo y Gómez, J. (1926): Los vertebrados del Cretácico español de facies wealdica. *Boletín del Instituto Geológico de España* 47, 169-176.
- Royo y Gómez, J. (1927): Sur le faciès wealdien d' Espagne. *Compte Rendu Sommaire des séances de la Société Géologique de France* (1 y 2), 125-128.
- Sabato, L., Bertini, A., Masini, F., Albanelli, A., Napoleone, G., Pieri, P. (2005): The lower and middle Pleistocene geological record of the San Lorenzo lacustrine succession in the Sant'Arcangelo Basin (Southern Apennines, Italy). *Quaternary International* 131, 59-69.
- Sacristán-Horcajada, S., Mas, R., Arribas, M.E. (2012): Evolución de los sistemas lacustres asociados al estadio temprano de rift en el Semigraben de Rupelo (NO de la Cuenca de Cameros, España): subsidencia e influencia marina. *Geo-Temas* 13, 89.
- Sáenz García, C. (1932): Notas para el estudio de la facies Wealdica española. *Congreso de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias*, Lisboa, p. 59-76.
- Sáenz García, C. (1942): Notas y datos de estratigrafía española. *Boletín Real Sociedad de Historia Natural* 40, 105-108.
- Sáenz García, C. (1945): Bases para la revisión del mapa geológico de la provincia de Soria. *Las Ciencias* 10, 1-12.
- Sáenz García, C. (1948): Datos para el estudio de la Paleogeografía del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior en el NE de España. *XVIII Congreso Geológico Internacional de Asesoría Geológica de Obras Públicas*, Londres, p. 12.
- Sáenz García, C. (1955): Historia geológica del Solar Numantino. *Texto de la conferencia dada en Soria el 28-2-1955*, 42 p.
- Sáenz García, C. (1957): La Hoz del Duero en Soria (Geología y espeleología locales). *Celtiberia* 14, 215-252.
- Salas, R., Casas, A. (1993): Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics* 228, 33-55.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). En: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.F.H. Robertson, S. Crasquin-Soleau (eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle 186, 145-185.
- Salinas, F.J., Mas, J.R. (1990): Estudio sedimentológico y tectosedimentario de la cubeta de Cervera del Río Alhama (La Rioja) durante la sedimentación del Grupo Urbión (Cretácico Inferior). *Estudios geológicos* 46, 245-255.
- Salomon, J. (1973): Theiosynoecum fittoni, sa répartition et sa signification stratigraphique dans le Wealdien du Nord de L'Espagne. *Revue de Micropaléontologie* 16, 132-136.
- Salomon, J. (1982a): *Les formations continentales du Jurassique Supérieur - Crétacé Inférieur (Espagne du Nord - Chaînes Cantabrique et NW Ibérique)*. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon 6, Institut des Sciences de la Terre, Dijon, 227 p.
- Salomon, J. (1982b): El Cretácico inferior de Cameros-Castilla. En: A. García (ed.), *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 345-387.
- Salomon, J. (1983): Le Crétacé inférieur continental. Le fossé de Soria. *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon* 9, 25-43.
- San Miguel (1921): Estudios geológicos en el macizo cretácico del este de la provincia de Burgos. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 21, 410-421.
- Sánchez-Ferrer, F. (1991): *Evolución estructural post-Kimmérica de la plataforma continental Vasco-Cantábrica*. Tesis Doctoral inédita, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, 173 p.
- Sánchez Lozano (1894): *Descripción física, geológica y minera de la Provincia de Logroño*. Memorias Comisión Mapa Geológico de España 18, Madrid, 548 p.
- Sánchez-Moya, Y. (1991): *Evolución sedimentológica y controles estructurales en un borde de cuenca extensional. Comienzo del Mesozoico en un sector del margen occidental de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 414 p.

- Sánchez-Moya, Y., Arribas, J., Gómez-Gras, D., Marzo, M., Pérez-Arlucea, M., Sopena, A. (2004a): Inicio del rifting. El comienzo del relleno continental. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 485-487.
- Sánchez-Moya, Y., Arribas, J., García-Gil, S., Gómez-Gras, D., Marzo, M., Pérez-Arlucea, M., Sopena, A. (2004b): Desarrollo del rifting. La generalización de la subsidencia y los depósitos fluviales asociados. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 487-489.
- Sánchez-Moya, Y., Arribas, J., García-Gil, S., Gómez-Gras, D., Marzo, M., Meléndez, M., Pérez-Arlucea, M., Sopena, A. (2004c): Máxima expansión del rifting. Sucesiones continentales, marinas y evaporíticas. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 489-491.
- Sanderson, D.J., Donovan, N. (1974): The vertical packing of shells and stones on some recent beaches. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 680-688.
- Savrdá, C.E., Bottjer, D.J. (1986): Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology* 14, 3-6.
- Savrdá, C.E., Counts, J.W., Bigham, E., Martin, S. (2010): Ichnology of siliceous facies in the Eocene Tallahatta Formation (eastern United States Gulf coastal plain): implications for depositional conditions, storm processes, and diagenesis. *Palaio* 25, 642-655.
- Scasso, R.A., Dozo, M.T., Cuitiño, J.I., Bouza, P. (2012): Meandering tidal-fluvial channels and lag concentration of terrestrial vertebrates in the fluvial-tidal transition of an ancient estuary in Patagonia. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 19, 27-45.
- Schidlowski, M., Hayes, J.M., Kaplan, I.R. (1983): Isotopic Inferences of Ancient Biochemistries: Carbon, Sulfur, Hydrogen, and Nitrogen. En: J.W. Schopf (ed.), *Earth's earliest biosphere: its origin and evolution*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey, 149-186.
- Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S. (2003): *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*. AAPG Memoir 77, AAPG, Tulsa, Oklahoma, 459 p.
- Schreiber, B.C. (1978): Environments of subaqueous gypsum deposition. En: W.E. Dean, B.C. Schreiber (eds.), *Marine evaporites*. SEPM Short Course no.4, 43-73.
- Schreiber, B.C. (1988): Subaqueous Evaporite Deposition. En: B.C. Schreiber (ed.), *Evaporites and hydrocarbons*. Columbia University Press, New York, 182-255.
- Schreiber, B.C., Helman, M.L. (2005): Criteria for distinguishing primary evaporite features from deformation features in sulphate evaporites. *Journal of Sedimentary Research* 75, 525-533.
- Schreiber, B.C., Friedman, G.M., Decima, A., Schreiber, E. (1976): Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. *Sedimentology* 23, 729-760.
- Schriell, W. (1930): Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen* 16, 463-567.
- Schubel, K.A., Lowenstein, T.K. (1997): Criteria for the recognition of shallow-perennial-saline-lake halites based on recent sediments from the Qaidam Basin, western China. *Journal of Sedimentary Research* 67, 74-87.
- Schudack, M. (1984): Die Jura/Wealden-Grenzschichten in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 135, 57-65.
- Schudack, M. (1987): Charophytenflora und fazielle entwicklung der grenzschichten mariner Jura/Wealden in den nordwestlichen Iberischen Ketten (mit vergleichen zu Asturien und Kantabrien). *Palaeontographica (B)* 204, 1-180.
- Schudack, M., Schudack, U. (1988): Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Range. *Resúmenes III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*, Logroño, p. 93.
- Schudack, M., Schudack, U. (1989): Late Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Ranges (Spain). *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen (A)* 106, 409-443.
- Schudack, U., Schudack, M. (2009): Ostracod biostratigraphy in the Lower Cretaceous of the Iberian chain (eastern Spain). *Journal of Iberian Geology* 35, 141-168.
- Segura, M., García, A., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Gil, J. (2002): Upper Cretaceous of the Iberian basin. En: W. Gibbons, T. Moreno (eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, 288-292.
- Seilacher, A., Mrinjek, E. (2011): Benkovac Stone (Eocene, Croatia): a deep-sea Plattenkalk? *Swiss Journal of Geosciences* 140 (suplemento 1), S159-S166.
- Seong-Joo, L., Browne, K.M., Golubic, S. (2000): On stromatolite lamination. En: R. Riding, S.M. Awramik (eds.), *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, 16-24.
- Shanley, K.W., McCabe, P.J., Hettinger, R.D. (1992): Tidal influence in Cretaceous fluvial strata from Utah, USA: a key to sequence stratigraphic interpretation. *Sedimentology* 39, 905-930.
- Shearman, D.J. (1978): Evaporites of coastal sabkhas. En: W.E. Dean, B.C. Schreiber (eds.), *Marine evaporites*. SEPM Short Course 4, 6-42.
- Shearman, D.J. (1983): Syndepositional and Late Diagenetic Alteration of Primary gypsum to Anhydrite. En: B.C. Schreiber, L. Harner (eds.), *Sixth International Symposium on Salt, vol. 1*. Salt Institute, Alexandria, Virginia, 41-55.
- Shearman, D.J., Fuller, J.G. (1969): Anhydrite diagenesis, calcitization, and organic laminites, Winnipegosis Formation, Middle Devonian, Saskatchewan. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 17, 496-525.
- Shi, Z. (1991): Tidal bedding and tidal cyclicities within the intertidal sediments of a microtidal estuary, Dyfi River Estuary, west Wales, U.K. *Sedimentary Geology* 73, 43-58.
- Shinn, E.A. (1983): Tidal Flat. En: P.A. Scholle, D.G. Bebout, C.H. Moore (eds.), *Carbonate depositional environments*. AAPG Memoir 33, 171-210.

- Shteinman, B., Eckert, W., Kaganowsky, S., Zohary, T. (1997): Seiche-induced resuspension in Lake Kinneret: a fluorescent tracer experiment. *Water, Air and Soil Pollution* 99, 123–131.
- Sisulak, C.F., Dashtgard, S.E. (2012): Seasonal controls on the development and character of inclined heterolithic stratification in a tide-influenced, fluvially dominated channel: Fraser River, Canada. *Journal of Sedimentary Research* 82, 244–257.
- Smith, D.G. (1987): Meandering river point bar lithofacies models: modern and ancient examples compared. En: F.G. Ethridge, R.M. Flores, M.D. Harvey (eds.), *Recent developments in fluvial sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 39, 83–91.
- Smith, D.G., Reinson, G.E., Zaitlin, B.A. and Rahmani, R.A. (1991): *Clastic Tidal Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geology Memoir 16, 387 p.
- Smoot, J.P. (1983): Depositional subenvironments in an arid closed basin; the Wilkins Peak Member of the Green River Formation (Eocene), Wyoming, U.S.A. *Sedimentology* 30, 801–827.
- Smoot, J.P., Lowenstein, T.K. (1991): Depositional environments of non-marine evaporites. En: J. L. Melvin (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Developments in Sedimentology 50, 189–347.
- Sneh, A. (1983): Desert stream sequences in the Sinai Peninsula. *Journal of Sedimentary Petrology* 53, 1271–1279.
- Soler y José, R. (1972): El Jurásico y Cretáceo inferior de Leiza y Tolosa (Cuenca Cantábrica Oriental). *Boletín Geológico y Minero* 83, 582–594.
- Sopeña, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la Provincia de Guadalajara. *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías* 5, 1–329.
- Sopeña, A., De Vicente, G. (2004): Cordillera Ibérica y Costero-Catalana. En: J.A. Vera (ed.), *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, 467–470.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C., Hernando, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. En: Manspeizer, W. (ed.), *Triassic-Jurassic Rifting: Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins*. Developments in Geotectonics 22, 757–786.
- Spadafora, A., Perri, E., McKenzie, J.A., Vasconcelos, C. (2010): Microbial biomineralization processes forming modern Ca:Mg carbonate stromatolites. *Sedimentology* 57, 27–40.
- Spalluto, L., Moretti, M., Festa, V., Tropeano, M. (2007): Seismically-induced slumps in Lower-Maastrichtian peritidal carbonates of the Apulian Platform (southern Italy). *Sedimentary Geology* 196, 81–98.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G., Collinson, J.D. (1996): Deep seas. En: H.G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 395–453.
- Strauss, H. (1997): The isotopic composition of sedimentary sulfur through time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 132, 97–118.
- Strauss, H. (1999): Geological evolution from isotope proxy signals – sulfur. *Chemical Geology* 161, 89–101.
- Sturm, M., Matter, A. (1978): Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. En: A. Matter, M.E. Tucker (eds.), *Modern and Ancient Lake Sediments*. International Association of Sedimentologists Special Publication 2, 147–168.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Mas, J.R., Benito, M.I. (2010): Nuevas aportaciones sobre la influencia marina y la edad de los carbonatos de la Fm Leza en el sector de Préjano (SE de La Rioja). Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros. *Geogaceta* 49, 7–10.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (2013): Eustatic versus tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia. *Journal of Iberian Geology* 39, 285–312.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R., Riding, R. (2014): Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. *Sedimentary Geology* 300, 11–27.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (2014): Do stromatolites need tides to trap ooids? Insights from oolitic stromatolites of a Cretaceous system of coastal-wetlands. En: B. Tessier, J.Y. Reynaud (eds.), *International Association of Sedimentologists Special Publication* 48, en prensa.
- Sumner, D.Y. (2001): Microbial Influences on Local Carbon Isotopic Ratios and Their Preservation in Carbonate. *Astrobiology* 1, 57–70.
- Taher, A.G. (2014): Formation and calcification of modern gypsum-dominated stromatolites, EMISAL, Fayium, Egypt. *Facies*, doi: 10.1007/s10347-014-0405-5
- Tanner, P.W.G. (1998): Interstratal dewatering origin for polygonal patterns of sandfilled cracks: a case study from late Proterozoic metasediments of Islay, Scotland. *Sedimentology* 45, 71–89.
- Taylor, G., Woodyer, K.D. (1978): Bank deposition in suspended-load streams. En: A.D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, 257–275.
- Tessier, B. (1993): Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): Perspectives for paleoreconstruction. *Marine Geology* 110, 355–367.
- Tessier, B. (1998): Tidal cycles: annual versus semi-lunar records. En: C.R. Alexander, R.A. Davis, V.J. Henry (eds.), *Tidalites: Processes and Products*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 61, 69–74.
- Tessier, B. (2002): The depositional facies of the inner estuary: the tidal rhythmites in the *tangues* at Gué de l'Épine. En: C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. L'Homer, M. Le Vot (eds.), *The Bay of Mont-Saint-Michel and the Rance Estuary*. Bulletin Centre Recherches Elf Exploration Production,

Mémoire 26, 82-89.

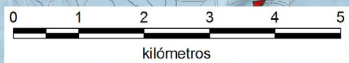
- Tessier, B., Gigot, P. (1989): A vertical record of different tidal cyclicities: an example from the Miocene Marine Molasse of Digne (Haute Provence, France). *Sedimentology* 36, 767-776.
- Tessier, B., Monfort, Y., Gigot, P., Larsonneur, C. (1989): Enregistrement des cycles tidaux en accretion vertical, adaptation d'un outil de traitement mathématique. Exemples en baie du Mont-Sint-Michel et dans la molasse marine miocène du bassin de Digne. *Bulletin Société Géologique de France* 5, 1029-1041.
- Tessier, B., Archer, A.W., Lanier, W.P., Feldman, H.R. (1995): Comparison of ancient tidal rhythmites (Carboniferous of Kansas and Indian, USA) with modern analogues (the Bay of Mont-Saint-Michel, France). En: B.W. Flemming, A. Bartholomä (eds.), *Tidal Signatures in Modern and Ancient Sediments*. International Association of Sedimentologists Special Publication 24, 259-271.
- Thomas, R.M., Meybeck, M., Beim, A. (1996) : Lakes. En: D. Chapman (ed.), *Water Quality Assessments: A Guide to Use of Biota, Sediments and Water in Environmental Monitoring*. Chapman & Hall, London, 319-368.
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, M.J., Calverley-Rang, E.A., Koster, E.H. (1987): Inclined heterolithic stratification – Terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology* 53, 123-179.
- Thompson, J.B. (2000): Microbial Whitings. En: R.E. Riding, S.M. Awramik (eds.), *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, 250-260.
- Thompson, J.B., Ferris, F.G. (1990): Cyanobacterial precipitation of gypsum, calcite, and magnesite from natural alkaline lake water. *Geology* 18, 995-998.
- Tischer, G. (1966a): Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 44, 123-164.
- Tischer, G. (1966b): El delta wealdico de las Montañas Ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Comunicaciones del IGME* 81, 53-78.
- Tucker, M.E. (1981): *Sedimentary Petrology: An Introduction*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 252 p.
- Tucker, M.E. (2011): *Sedimentary Rocks in the Field: a practical guide*. Wiley-Blackwell, Chichester, 275 p.
- Tucker, M.W., Wright, V.P. (1990): *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 482 p.
- Urey, H.C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the Chemical Society* 1947, 562-581.
- Urrutia P.L. (1878): Datos geológico-mineros de la Provincia de Logroño. *Boletín Comisión Mapa Geológico de España* 5, 315-320.
- Valero-Garcés, B.L., Gierlowski-Kordesch, E. (1994): Lacustrine carbonate deposition in Middle Pennsylvanian cyclothems – the Upper Freeport Formation, Appalachian Basin, USA. *Journal of Paleolimnology* 11, 109-132.
- Valladares-González, M.I. (1976): *Sedimentología del Jurásico y Cretácico al sur de la Sierra de la Demanda (provincias de Burgos y Soria)*. Tesis Doctoral inédita, Universidad de Salamanca, Salamanca, 392 p.
- Vandeginste, V., John, C.M. (2012): Influence of climate and dolomite composition on dedolomitization: insights from a multi-proxy study in the central Oman mountains. *Journal of Sedimentary Research* 82, 177-195.
- van den Berg, J.H., Boersma, J.R. van Gelder (2007): Diagnostic sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone – Evidence from deposits of the Rhine and Meuse. *Geologie en Mijnbouw* 86, 287-306.
- Van Straaten, L.M.J.U. (1954): Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands. *Leidse geologische mededelingen* 19, 1-110.
- van Straaten, L.M.J.U., Kuenen, P.H. (1958): Tidal action as a cause of clay accumulation. *Journal of Sedimentary Petrology* 28, 406-413.
- Van Wees, J.D., Arche, A., Beijdorff, C.G., López-Gómez, J., Cloetingh, S.A.P.L. (1998): Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (eastern Spain): inferences from automated forward modelling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics* 300, 285-310.
- Vasconcelos, C., McKenzie, J.A. (1997): Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research* 67, 378-390.
- Vegas, R. Banda, E. (1982): Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences* 4, 320-343.
- Veizer, J. (1983): Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates. *Reviews in Mineralogy* 11, 265-299.
- Veizer, J. (1992): Depositional and diagenetic history of limestones: stable and radiogenic isotopes. En: N. Clauer, S. Chaudhuri (eds.), *Isotopic Signatures and Sedimentary Records*. Lecture Notes in Earth Sciences 43, 13-48.
- Veizer, J., Compston, W. (1974): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38, 1461-1484.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G., Strauss, H. (1999): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology* 161, 59-88.
- Vicente, M. (1903a): Notas geológicas sobre el Moncayo. *Boletín Sociedad Aragonesa de Ciencias Naturales* 2, 253-261 y 297-306.
- Vicente, M. (1903b): Notas geológicas de Ortigosa de Cameros (Logroño). *Boletín de la Sociedad Aragonesa de Ciencias Naturales* 2, 127-138.
- Vilas, L., Alonso, A., Arias, C., García, A., Mas, J.R., Rincón, R., Meléndez, N. (1983): The Cretaceous of the Southwestern Iberia Ranges (Spain). *Zitteliana* 10, 245-254.

- Villalain, J.J., Fernández-González, G., Casas, A.M., Gil-Imaz, A. (2003): Evidence of a Cretaceous remagnetization in the Cameros Basin (North Spain): implications for basin geometry. *Tectonophysics* 377, 101-117.
- Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M. (2000): Microscale observations of sulfate reduction: Correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. *Geology* 28, 919-922.
- Visser, M.J. (1980): Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology* 8, 543-546.
- Wanless, H.R., Burton, E.A. (1981): Hydrodynamics of carbonate fecal pellets. *Journal of Sedimentary Petrology* 51, 27-36.
- Wanless, H.R., Tyrrell, K.M., Tedesco, L.P., Dravis, J.J. (1988): Tidal-flat sedimentation from Hurricane Kate, Caicos Platform, British West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology* 58, 724-738.
- Warren, J.K. (1982): The hydrological setting, Occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology* 29, 609-637.
- Warren, J.K. (1991): Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporative settings: Sabkhas and Salinas, mudflats and salterns. En: J.L. Melvin (ed.), *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Developments in Sedimentology 50, 69-187.
- Warren, J.K. (2006): *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*. Springer, Berlin, 1035 p.
- Warren, J.K., Kendall, C.G.St.C. (1985): Comparison of Sequences Formed in Marine Sabkha (Subaerial) and Salina (Subaqueous) Settings-Modern and Ancient. *AAPG Bulletin* 69, 1013-1023.
- Webb, G.E., Jell, J.S., Baker, J.C. (1999): Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sedimentary Geology* 126, 317-334.
- Weinberger, R. (2001): Evolution of polygonal patterns in stratified mud during desiccation: the role of flaw distribution and layer boundaries. *Geological Society of America Bulletin* 113, 20-31.
- Wells, L.E., Goman, M. (1995): Late Holocene Environmental Variability in the Upper San Francisco Estuary as Reconstructed from Tidal Marsh Sediments. En: C.M. Isaacs, V.L. Tharp (eds.), *Proceedings of the Eleventh Annual Pacific Climate (PACCLIM) Workshop*. Technical Report of the Interagency Ecological Program for the Sacramento-San Joaquin Estuary 40, 185-198.
- Wentworth, C.K. (1922): A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology* 30, 377-392.
- Wightman, D.M., Pemberton, S.G., Singh, C. (1987): Depositional modelling of the upper Mannville (Lower Cretaceous), east central Alberta: implications for the recognition of brackish water deposits. En: R.W. Tillman, K.J. Weber (eds.), *Reservoir sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 40, 189-220.
- Wightman, D.M., Pemberton, S.G. (1997): The Lower Cretaceous (Aptian) McMurray Formation: an overview of the Fort McMurray area, northeastern, Alberta. En: S.G. Pemberton, D.P. James (eds.), *Petroleum Geology of the Cretaceous Mannville Group, Western Canada*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 18, 312-344.
- Wilde, S. (1988): El Bathoniense-Caloviense de Ágreda y el desarrollo del Dogger y del Malm marino del Madero-Moncayo. III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España, Logroño, 1988. Guía de excursiones. *Ciencias de la Tierra (Inst. Estud. Riojanos)* 11, 217-237.
- Wolf, K.H. (1965): "Grain-diminution" of algal colonies to micrite. *Journal of Sedimentary Petrology* 35, 420-427.
- Woodcock, N.H. (1976): Structural style in slump sheets: Ludlow Series, Powys, Wales. *Journal of the Geological Society of London* 132, 399-415.
- Wortmann, U.G., Chernyavsky, B.M. (2007): Effect of evaporite deposition on Early Cretaceous carbon and sulphur cycling. *Nature* 446, 654-656.
- Wright, V.P., Burchette, T.P. (1996): Shallow-water carbonate environments. En: H.G. Reading (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, 325-394.
- Yang, C.-S., Nio, S.-D. (1985): The estimation of palaeohydrodynamic processes from subtidal deposits using time series analysis methods. *Sedimentology* 32, 41-57.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686-693.
- Zanor, G.A., Piovano, E.L., Ariztegui, D., Vallet-Coulomb, C. (2012): A modern subtropical playa complex: Salina de Ambargasta, central Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 35, 10-26.
- Zhang, X., Sha, J. (2012): Sedimentary laminations in the lacustrine Jianshangou Bed of the Yixian Formation at Sihetun, western Liaoning, China. *Cretaceous Research* 36, 96-105.
- Zuffa, G.G. (1980): Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 21-29.

Anexo 1. Cartografía geológica del Grupo Oncala (sector oriental de la cuenca de Cameros)

ANEXO 1. CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL GRUPO ONCALA (SECTOR ORIENTAL DE LA CUENCA DE CAMEROS)

- Cuaternario
■ Terciario post-tectónico
■ Terciario pre- y sin-tectónico
■ Cretácico Superior
■ Secuencia Depositional 8
■ Secuencia Depositional 7
■ Secuencia Depositional 6
■ Secuencia Depositional 5
■ Secuencia Depositional 4
- Gr Oncala (SD 3)**
■ **Gr Oncala indiferenciado** (carbonatos y pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo)
■ **Fm Valdeprado** (carbonatos y pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo)
■ **Fm Aguilar del Río Alhama** (pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo, y carbonatos)
■ **Fm Aguilar del Río Alhama** (yeso y carbonatos)
■ **Fm Aguilar del Río Alhama** (brechas carbonáticas, pseudomorfos de yeso en calcita y cuarzo, y carbonatos)
■ **Fm Huérteles** (depósitos siliciclásticos)
- Secuencia Depositional 1+2
■ Jurásico
■ Triásico
■ Basamento Varisco
- Cabalgamiento
— Falla
— Contacto
— Anticlinal
— Sinclinal
— Carretera nacional
— Carretera autonómica
— Río
— Población
— Curvas de nivel (equidistancia 50 m)



Anexo 2. Columna estratigráfica de Yanguas

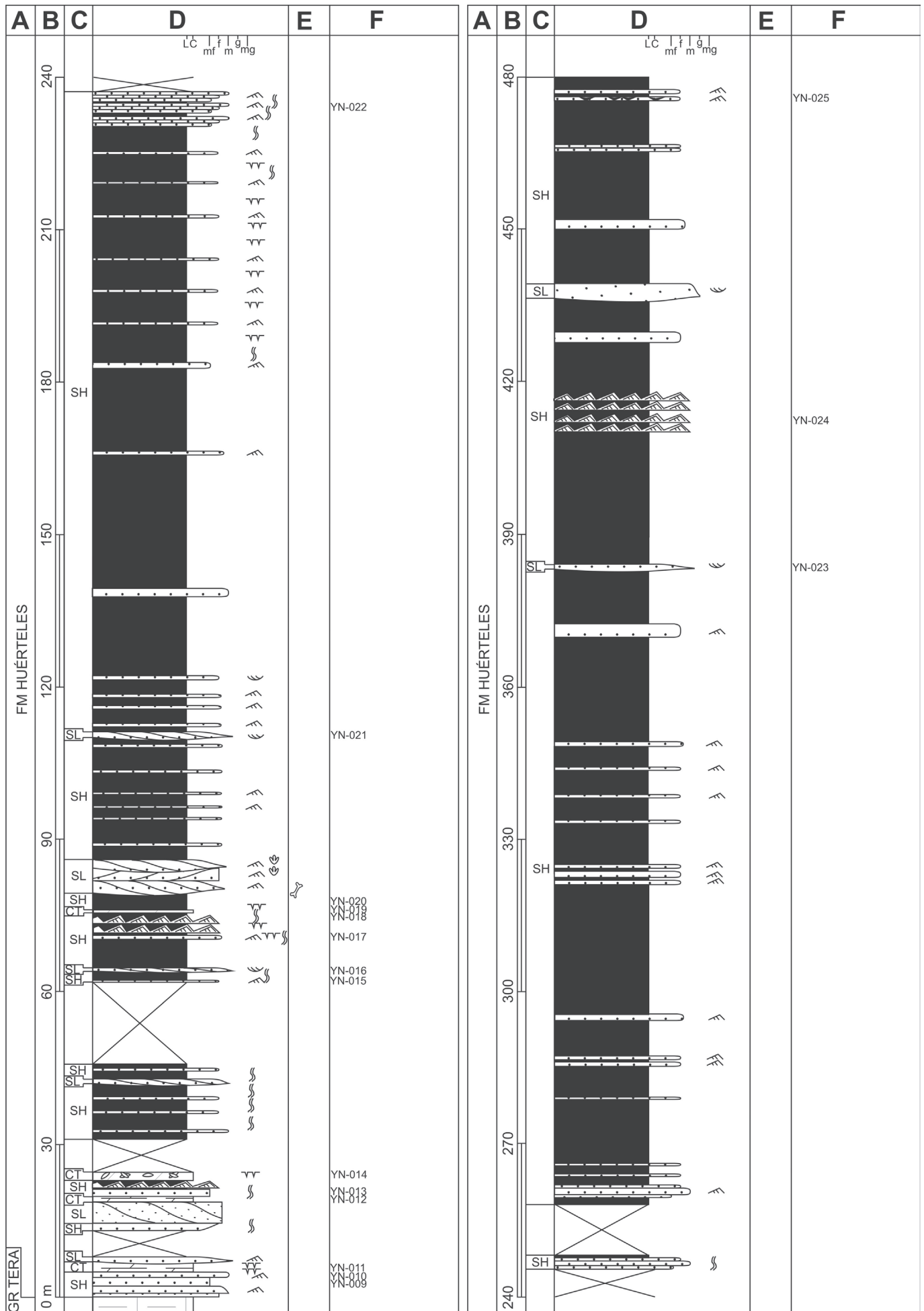
Hojas nº 318 (Almarza) y 280 (Enciso) del Mapa topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Base: X = 555487, Y = 4646633 (UTM ETRS89); longitud: 2° 19' 49" W, latitud: 41° 58' 11" N (ETRS89)

Techo: X = 555361, Y = 4661037 (UTM ETRS89); longitud: 2° 19' 50" W, latitud: 42° 5' 58" N (ETRS89)

Localización: La columna se ha levantado siguiendo la carretera SO-615, que conduce del puerto de Oncala (Soria) a Yanguas (Soria). La base se encuentra a 500 metros al norte del cruce de la carretera SO-615 con la carretera SO-650. El techo se encuentra en el alto de San Cristóbal, cercano a Yanguas (en lado oriental el río Cidacos).

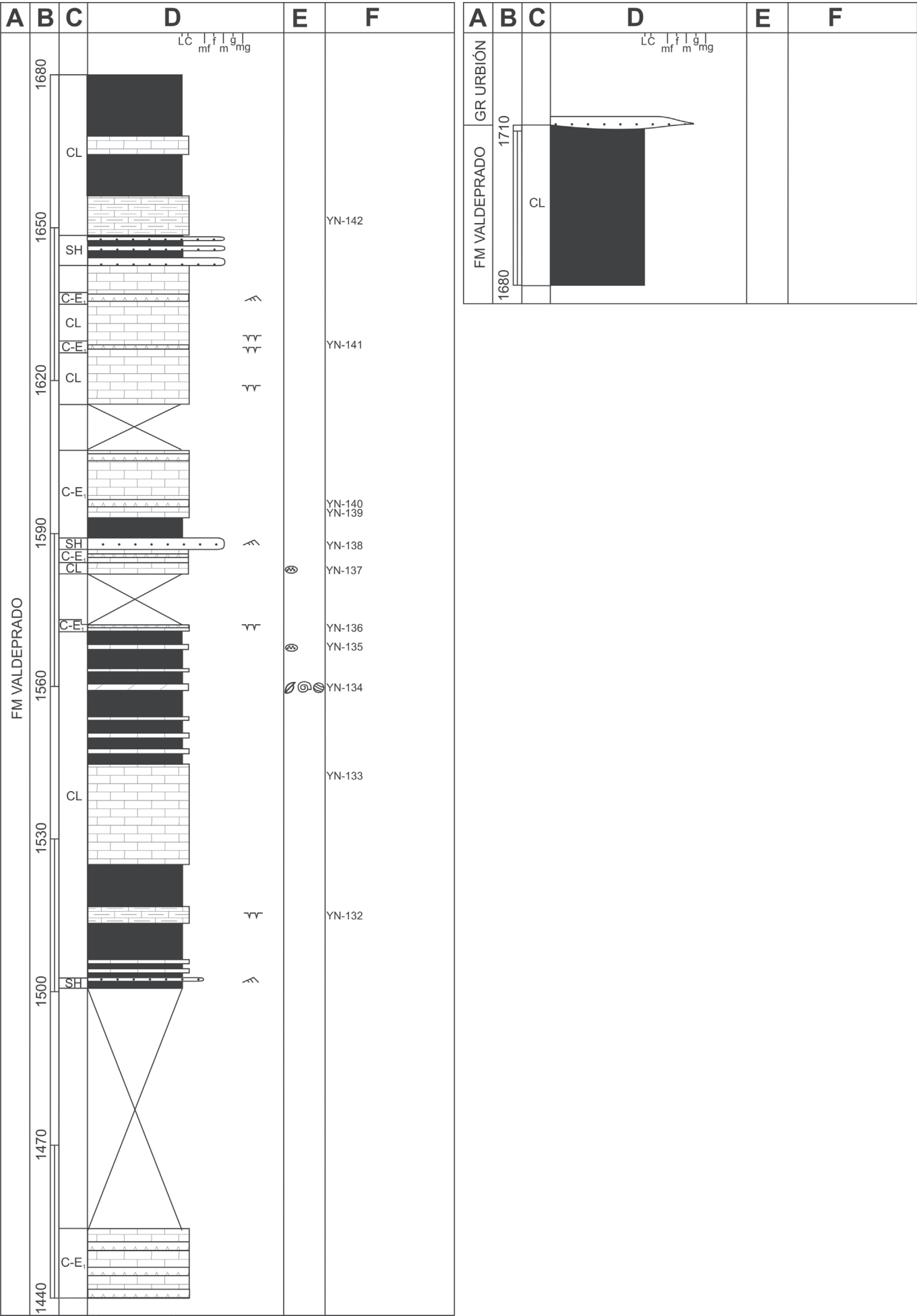
Espesor total: 1710 m



[illegible]

A	B	C	D	E	F
			LC mf m mg		
FM VALDEPRADO	1200	CL		YN-113	
		SH		YN-112	
	1170				
		CL		YN-111	
	1140				
				YN-110	
	1110				
	1080				
		CL		YN-109	
	1050			YN-108	
[FM HUÉRTELES]		C-E		YN-107b	
		CL		YN-107a	
	1020	SH		YN-106 YN-105	
		CL			
		C-E		YN-102, -103, -104	
		CL		YN-101	
	990	CL			
		C-E		YN-099, -100 YN-098	
		CL			
		C-E		YN-096, -097	
960					

A	B	C	D	E	F
			LC mf m mg		
FM VALDEPRADO	1440	CL		YN-131	
		C-E		YN-130	
		CL			
	1410			YN-129	
		C-E			
				YN-128	
	1380	CL		YN-127	
		C-E		YN-126	
		CL		YN-125	
		C-E		YN-124	
1350	CL				
	C-E		YN-123 YN-122		
			YN-121 YN-120		
1320	CL				
	C-E		YN-119		
1290	CL				
			YN-118		
1260	C-E				
			YN-117		
			YN-116		
			YN-115		
1230	CL				
			YN-114		
1200					



Anexo 3. Columna estratigráfica de Magaña

Hoja nº 319 (Ágreda) del Mapa topográfico Nacional a escala 1:50.000.

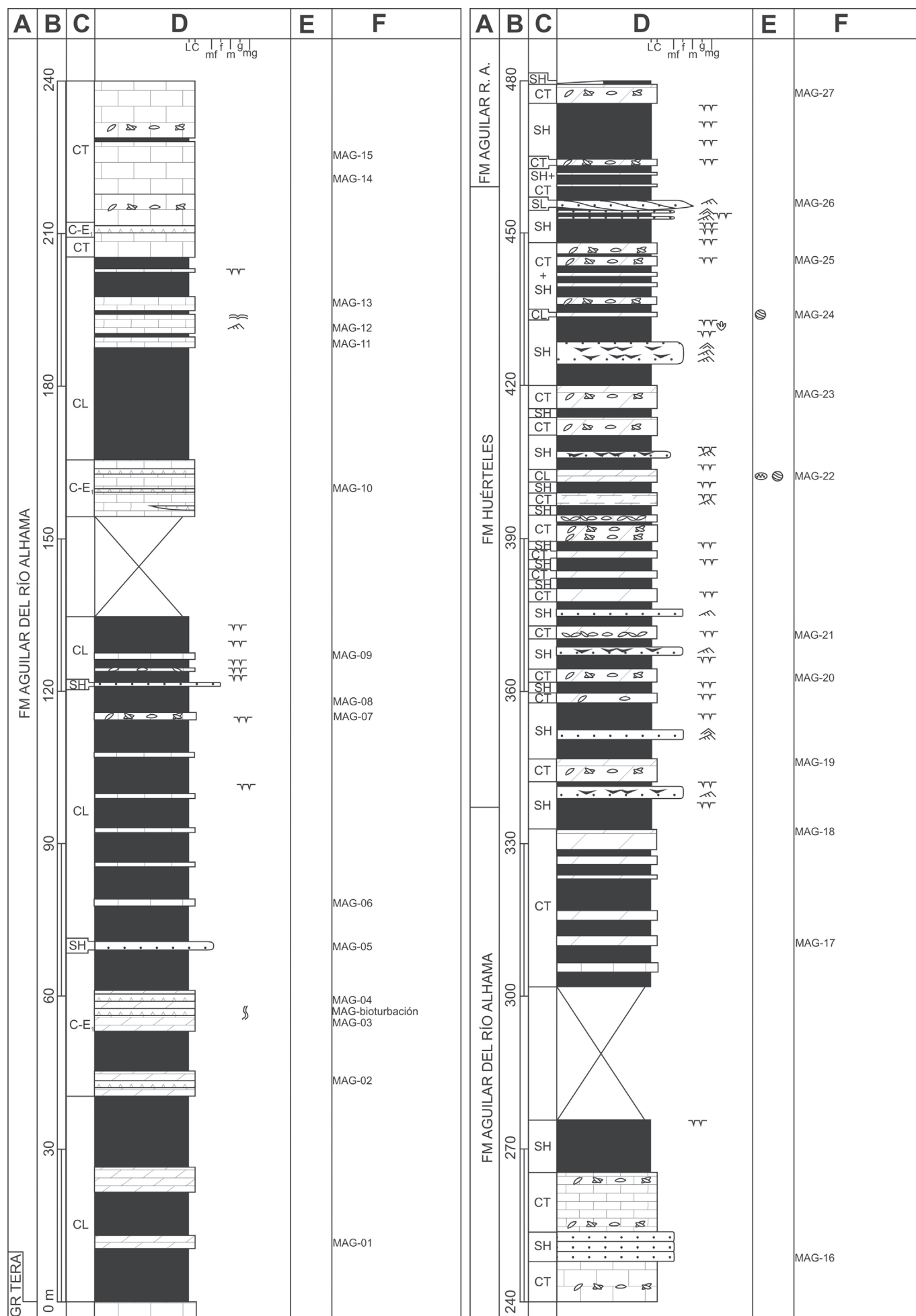
Base: X = 570317, Y = 4639471 (UTM ETRS89); Longitud: 2° 9' 8" W, Latitud: 41° 54' 15" N (ETRS89)

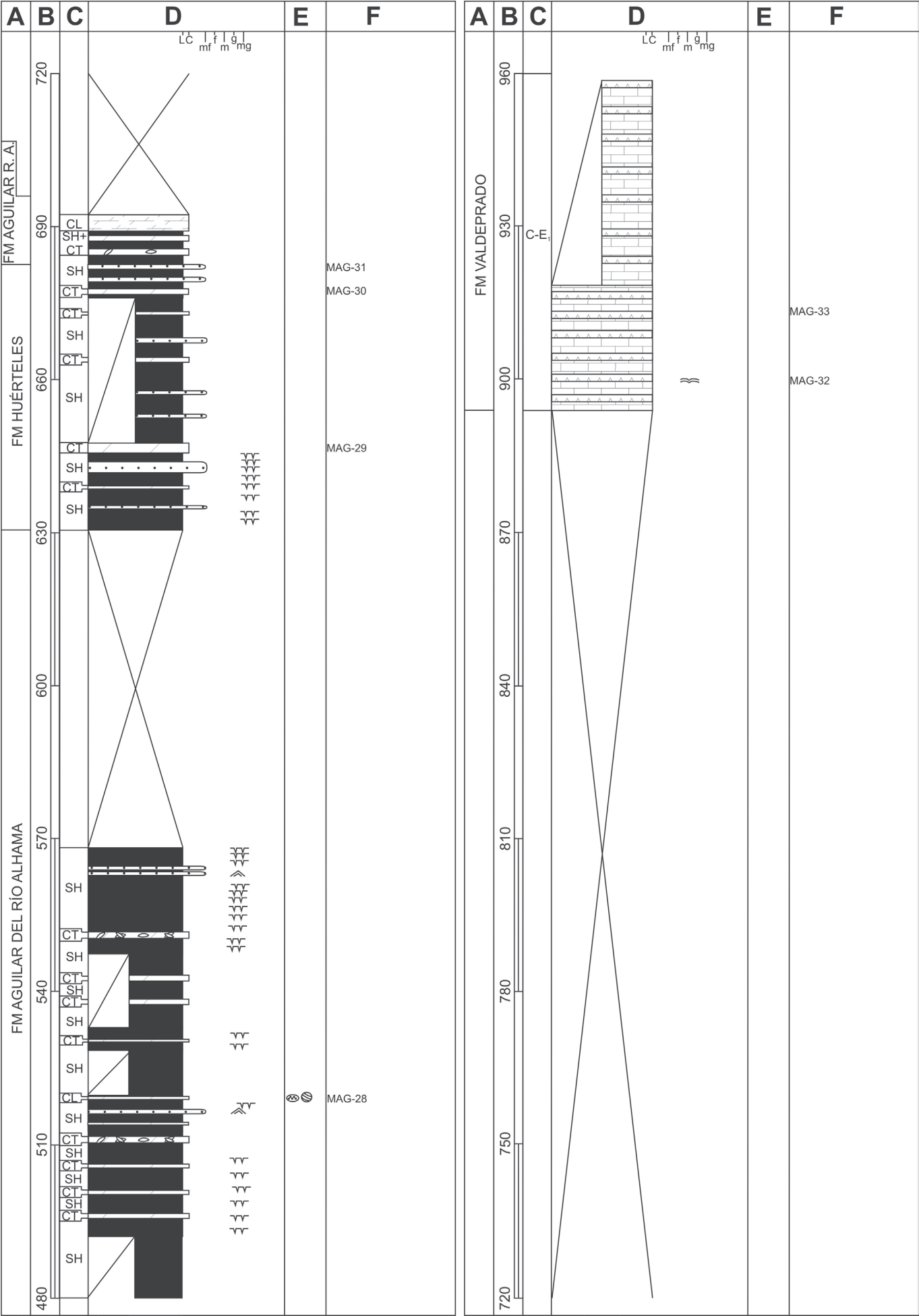
Techo: X = 568392, Y = 4649226 (UTM ETRS89); Longitud: 2° 10' 27" W, Latitud: 41° 59' 31" N (ETRS89)

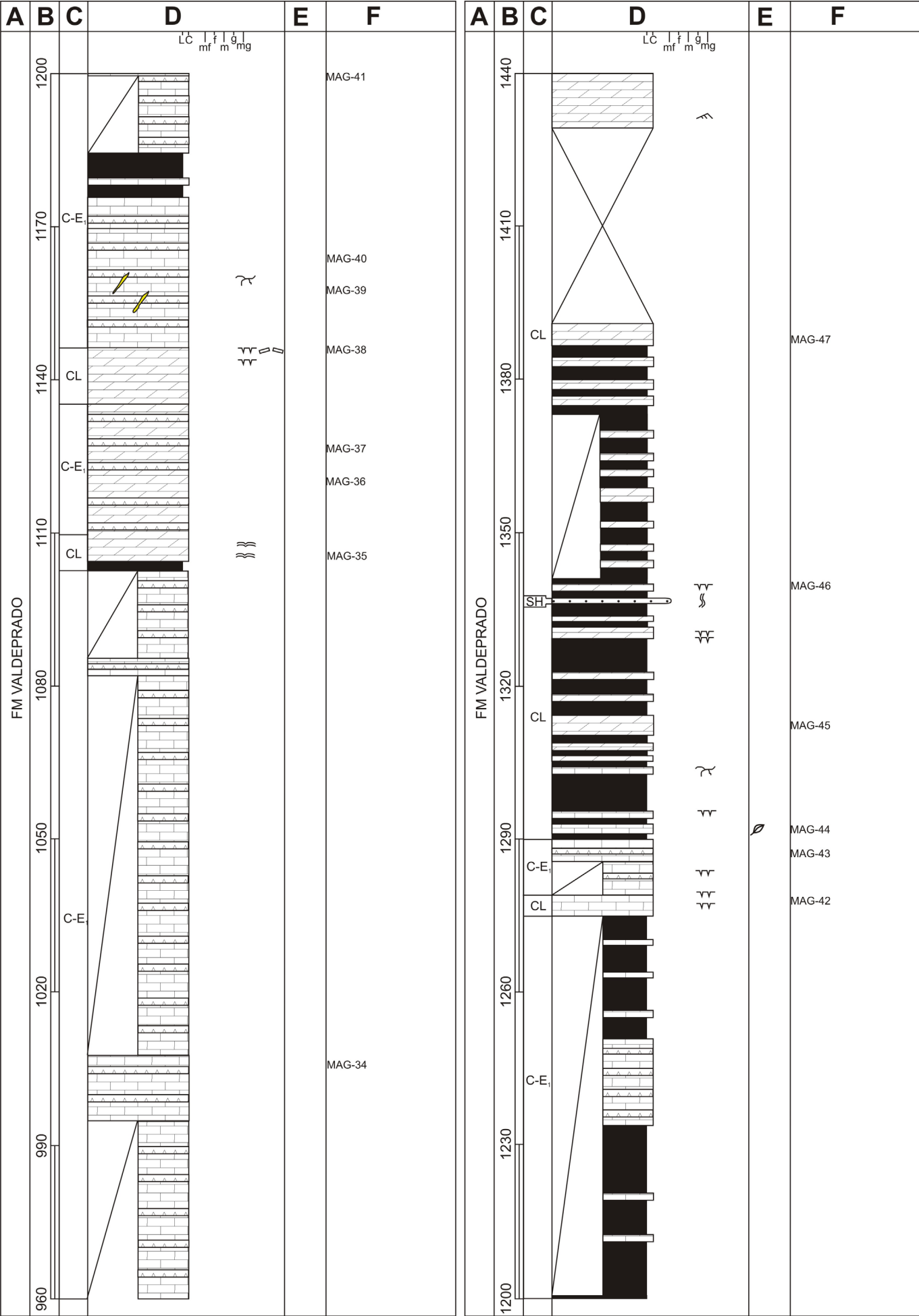
Localización: La columna se ha levantado siguiendo los siguientes caminos y carreteras, de base a techo:

- La carretera SO-630, que conduce de Magaña (Soria) a Fuentes de Magaña (Soria). En concreto, se ha levantado la columna por dicha carretera desde el cruce con el camino que baja al río Alhama, antes del punto kilométrico 17, hasta 160 m antes del punto kilométrico 18.
- Los caminos que unen el Barranco de Cerbón con la carretera SO-P-1124.
- La carretera SO-P-1225, que une la carretera SO-P-1124 con la localidad de Castillejo de San Pedro (Soria)
- El camino que une Castillejo de San Pedro con Sarnago (Soria). El techo de la columna se encuentra en la cabecera del barranco del Valle, cerca del paraje llamado La Pasada.

Espesor total: 2000 m











[illegible]

Anexo 3

A	B	C	D	E	F
GR URBIÓN			LC mf m g mg		
FM VALDEPRADO	2000				
	1980				
	1950	CL			
	1920		  		MAG-75

Anexo 4. Columna estratigráfica de Aguilar

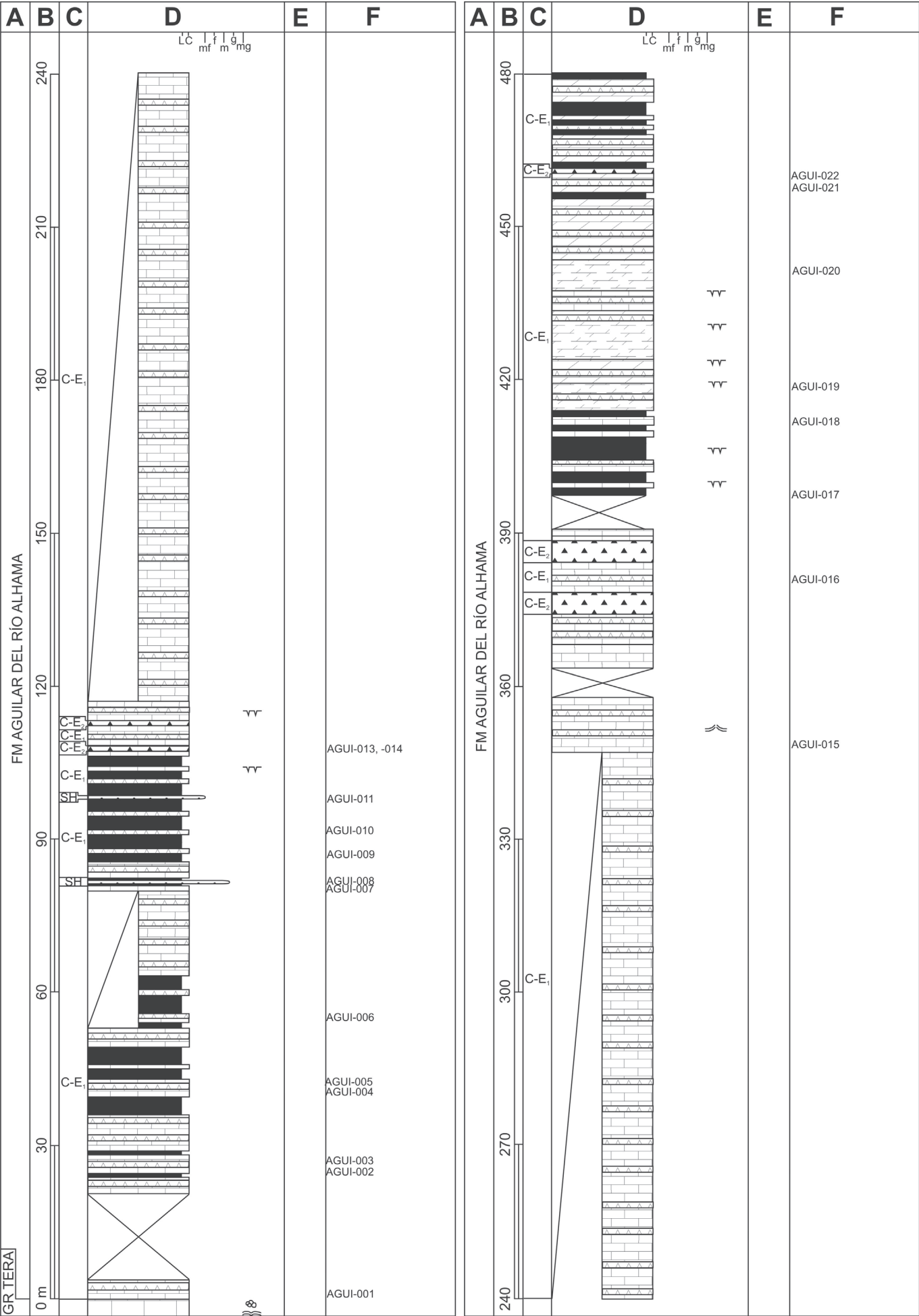
Hoja nº 319 (Ágreda) del Mapa topográfico Nacional a escala 1:50.000.

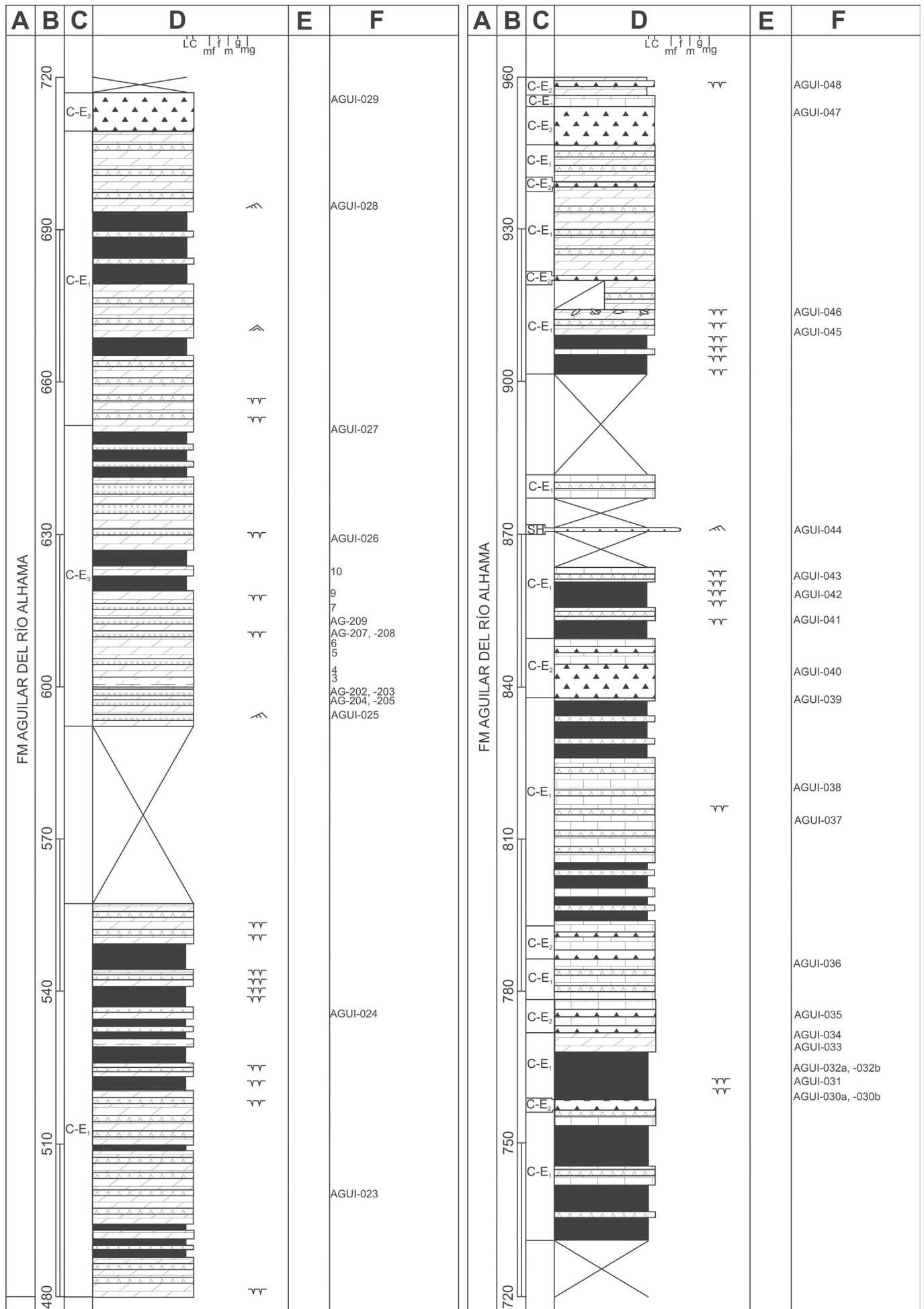
Base: X = 580566, Y = 4645803 (UTM ETRS89); Longitud: 2° 1' 40" W, Latitud: 41° 57' 36" N (ETRS89)

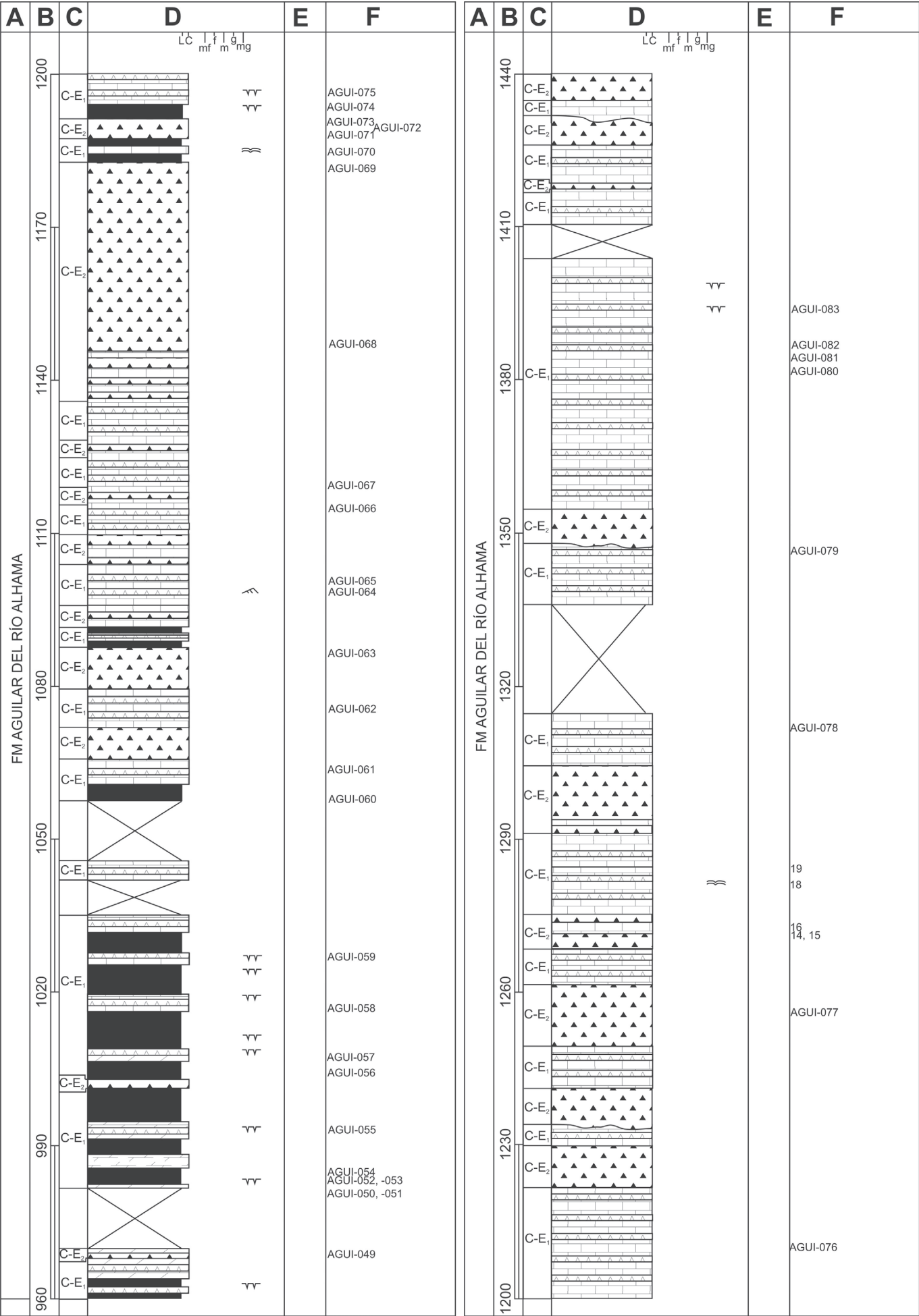
Techo: X = 576867, Y = 4648630 (UTM ETRS89); Longitud: 2° 4' 19" W, Latitud: 41° 59' 9" N (ETRS89)

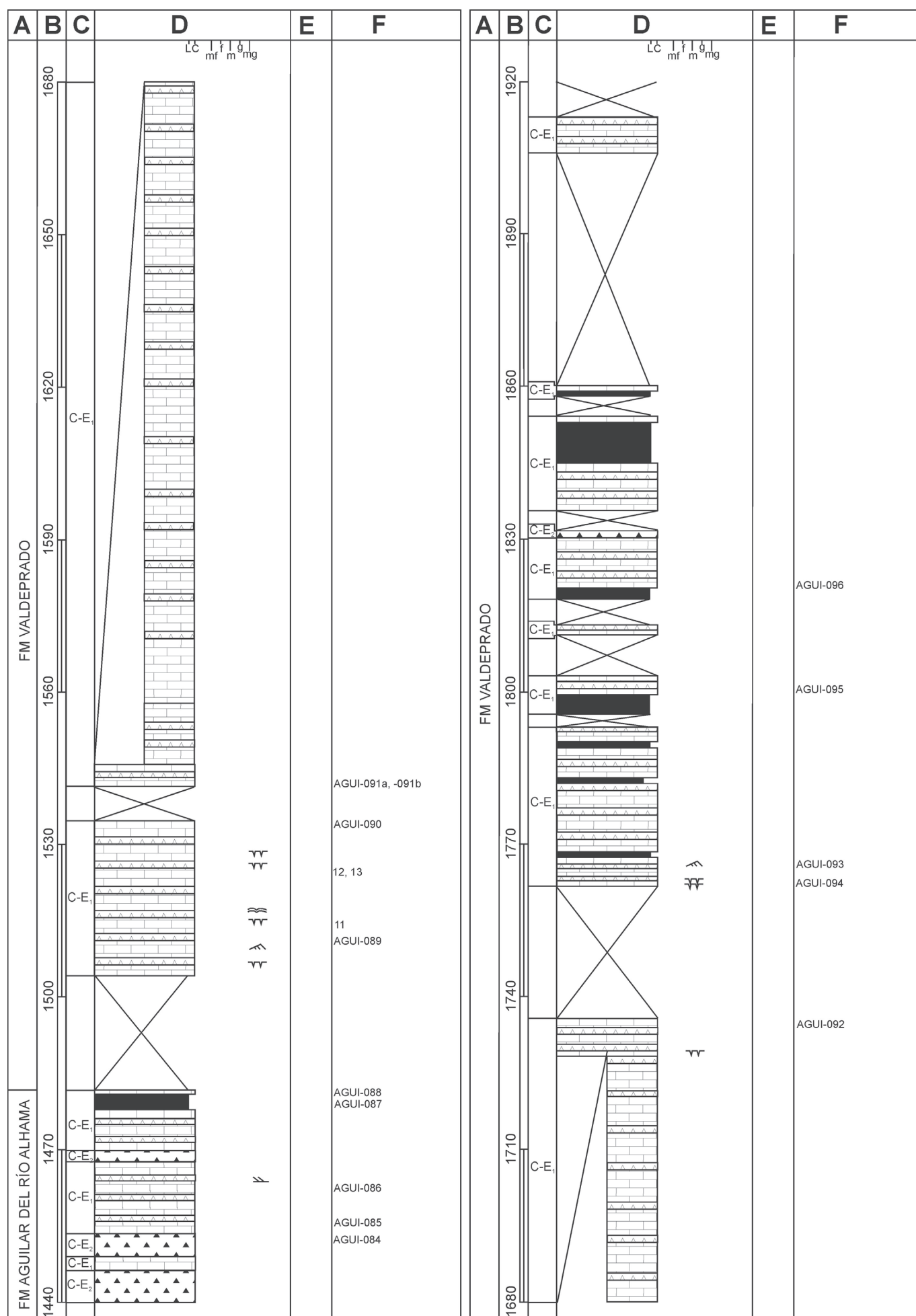
Localización: La columna se ha levantado siguiendo la carretera LR-490, que conduce de Aguilar del Río Alhama (La Rioja) a Valdemadera (La Rioja). La base de la columna se encuentra en el paraje conocido como El Perdiguero, junto al camino que une Cigudosa con Aguilar del Río Alhama. El techo se encuentra junto a la localidad de Valdemadera, en el camino que une dicha localidad con Igea (La Rioja).

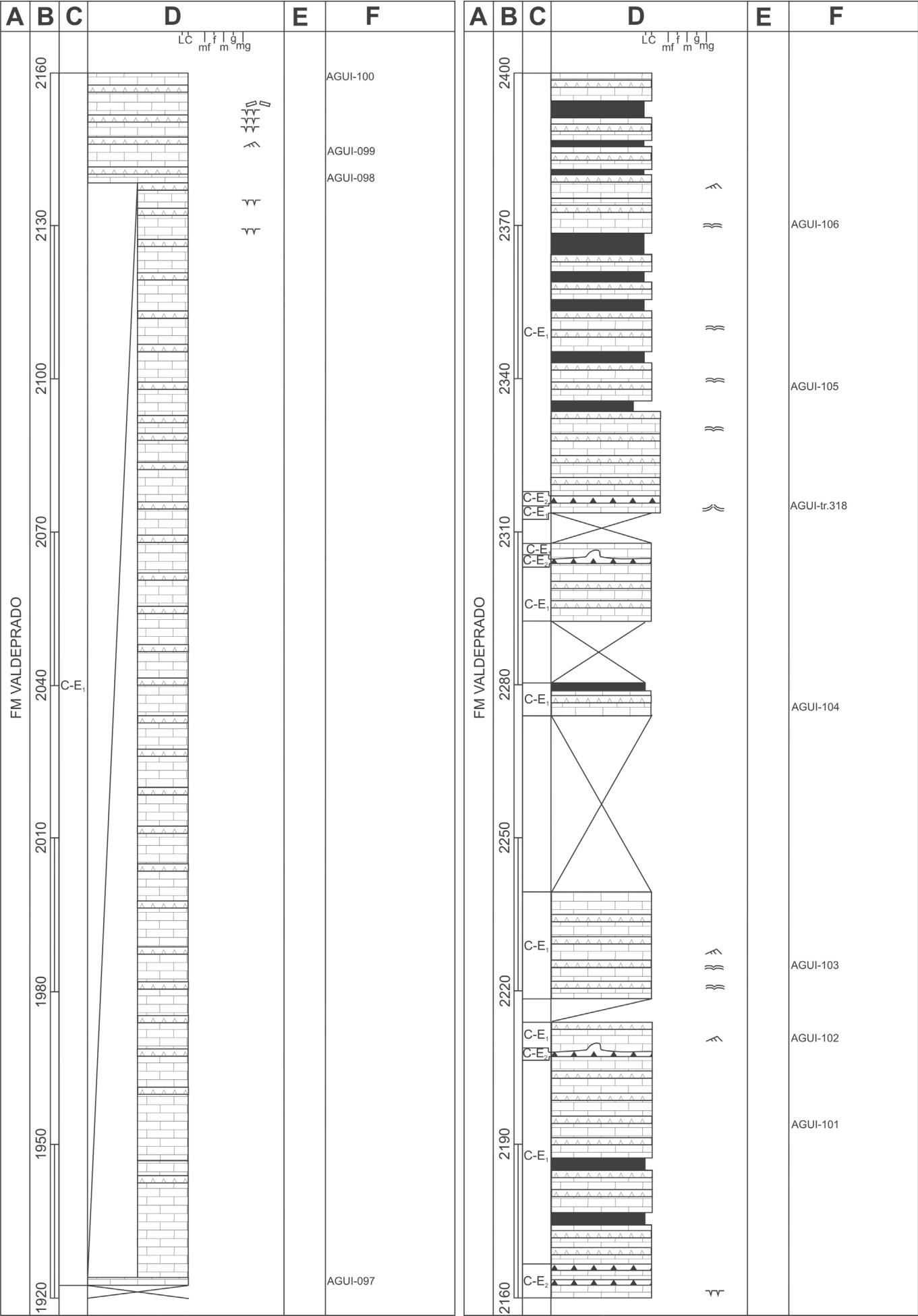
Espesor total: 2497 m

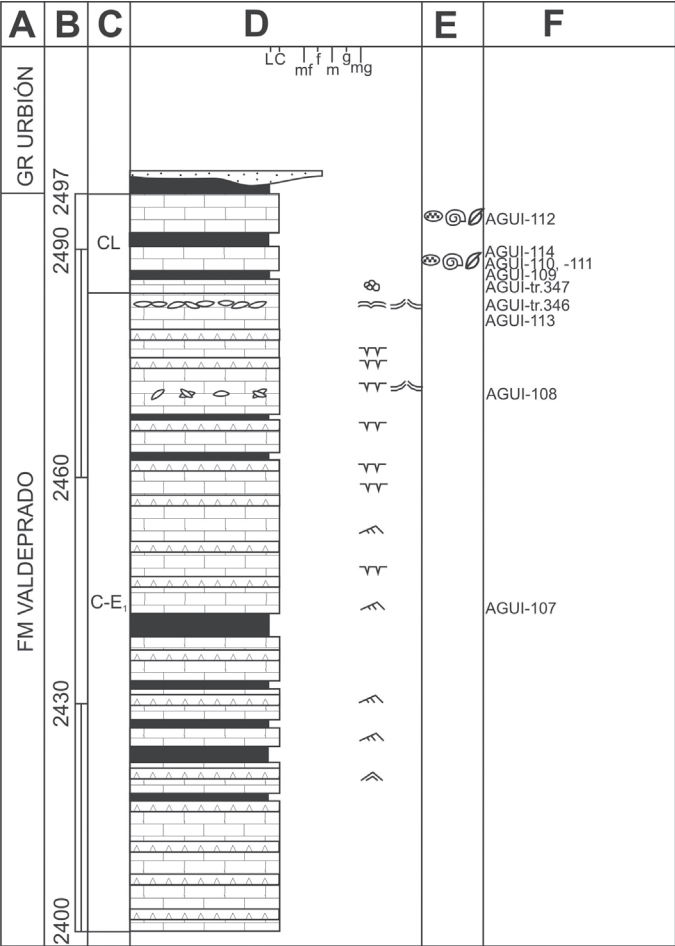












Anexo 5. Columna estratigráfica de Cervera

Hojas nº 319 (Ágreda) y 281 (Cervera del Río Alhama) del Mapa topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Base: X = 584964, Y = 4650006 (UTM ETRS89); Longitud: 1° 58' 27" W, Latitud: 41° 59' 51" N (ETRS89)

Techo: X = 582968, Y = 4652824 (UTM ETRS89); Longitud: 1° 59' 52" W, Latitud: 42° 1' 23" N (ETRS89)

Localización: La primera parte de la columna (hasta el metro 495) se ha levantado a lo largo del Barranco del Puntín y de la ladera de la peña Podrida. La segunda parte de la columna (a partir del metro 495) se ha levantado a lo largo del barranco de un afluente del barranco de La Canejada, en el paraje conocido como Las Losillas.

Espesor total: 710 m

